ARCHIV FÜR METEOROLOGIE, GEOPHYSIK UND BIOKLIMATOLOGIE

HERAUSGEGEBEN VON

DOZENT DR. W. MÖRIKOFER
PHYSIKALISCH-METEOROLOGISCHES OBSERVATORIUM DAVOS

PROF. DR. F. STEINHAUSER
ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK WIEN

SERIE A
METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK

BAND 12, 2. HEFT
MIT 54 TEXTABBILDUNGEN
(ABGESCHLOSSEN AM 11. JANUAR 1961)

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1961

Arch. Met. Geoph. Biokl. A.

Serie A, Band 12 **Inhaltsverzeichnis** Heft 2

Seite

Untersteiner, N. On the Mass and Heat Budget of Arctic Sea Ice. (With 12 Figures) 151

Reiter, E. R., H. Lang, R. Mook und **G. Wendler.** Analyse dreier Forschungsflüge des „Project Jet Stream". (Mit 24 Textabbildungen) .. 183

Reiter, R. Spaltprodukt-Radioaktivität in Niederschlägen, auf Gletscherflächen, in Gräsern und Tierorganen nach Messungen in verschiedenen Höhenlagen der Nordalpen in den Jahren 1957 bis 1960. (Mit 17 Textabbildungen) 222

Pühringer, A. Die elektromagnetische Induktion als Grundlage einer Gewittertheorie. (Mit 1 Textabbildung) 262

Buchbesprechungen 271

The Atmosphere and the Sea in Motion. Herausgegeben von B. Bolin (F. Steinhauser). — Physics of the Upper Atmosphere. Herausgegeben von J. A. Ratcliffe (F. Steinhauser). — George J. J., Weather Forecasting for Aeronautics (F. Steinhauser). — Regula, H. und W. Zimmerschied, Luftfahrt-Meteorologie. Band II: Dreidimensionale Analyse und meteorologische Navigation (F. Steinhauser). — Dynamics of Climate. Herausgegeben von R. L. Pfeffer (F. Steinhauser). — Dunn, G. E. und B. I. Miller, Atlantic Hurricanes (F. Steinhauser). — Advances in Space Science. Vol. 2. Herausgegeben von F. I. Ordway, III (F. Steinhauser). — Behr, K., Über markante Erwärmungen in der Stratosphäre (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band IX, Heft 2) (F. Steinhauser). — Bannon, J. K. und L. P. Steele, Average Water-Vapour Content of the Air (Geophysical Memoirs No. 102) (F. Steinhauser). — Reich, H., Grundlagen der angewandten Geophysik für Geologen (F. Steinhauser). — Gassmann, F. und M. Weber, Einführung in die angewandte Geophysik (F. Steinhauser). — Behr, K., K. Petzoldt, R. Scherhag und G. Warnecke, Tägliche Höhenkarten der 10 mbar-Fläche für das Internationale Geophysikalische Jahr 1958. Teil III: 3. Vierteljahr (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band XIII, Heft 3) (F. Steinhauser). — Behr, K., K. Petzoldt, R. Scherhag und G. Warnecke, Tägliche Höhenkarten der 25 mbar-Fläche für das Internationale Geophysikalische Jahr 1958. Teil III: 3. Vierteljahr (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band X, Heft 3) (F. Steinhauser). — Behr, K., K. Petzoldt, R. Scherhag und G. Warnecke, Tägliche Höhenkarten der 50 mbar-Fläche für das Internationale Geophysikalische Jahr 1958. Teil III: 3. Vierteljahr. (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band XII, Heft 3) (F. Steinhauser). — Handbook of Aviation Meteorology. Herausgegeben vom Air Ministry Meteorological Office (F. Steinhauser). — Wiese, H., H. Schmidt, O. Lucke und F. Frölich, Geomagnetische Instrumente und Meßmethoden (Geomagnetismus und Aeronomie: Band II) (F. Steinhauser).

551.311.181:551.511.33

On the Mass and Heat Budget of Arctic Sea Ice[1]

By

N. Untersteiner, Wien[2]

With 12 Figures

Summary. Measurements during the drift of "US Drifting Station A" show an annual mass increase of old ice consisting of 12.5 g/cm² snow and 52 g/cm² bottom accretion. During the summer seasons 1957 and 1958 an amount of 19.2 and 41.4 g/cm² respectively, was lost by surface ablation. The ratio of ablation on elevated "dry" surface and in meltwater ponds is 1:2.5. The average pond area was about 30%. Bottom ablation by heat transfer from the ocean was found to be 22 cm (July to Aug./Sept.).

Methods of measuring mass changes are described. In view of their importance as a means of checking the computed heat budget their accuracy is discussed in detail.

The heat budget is computed for a selected period during the height of the melt season. The average daily totals are, in cal/cm²: + 142 from net short wave radiation, — 8 from net long wave radiation, + 9 from turbulent heat transfer, and — 11 from evaporation. The mean daily surface ablation is 0.8 cm. About 90% of it is due to the absorption of short wave radiation.

Only 62% of the total heat supply are transformed at the surface. 38% are transmitted into the ice and mainly used to increase the brine volume. The vertical distribution of this energy was used to compute the extinction coefficient for short wave radiation. From 40 to 150 cm depth it is 0.015 cm^{-1}, somewhat smaller than that of glacier ice.

The heat used during the summer to increase the brine volume in the ice acts as a reserve of latent heat during the cooling season. By the time an ice sheet of 300 cm thickness reaches its minimum temperature in March, 3000 cal/cm² have been removed to freeze the brine in the interior of the ice and the meltwater ponds, and 1700 cal/cm² to lower the ice temperature. Based upon the observed mass and temperature changes the total heat exchange at the upper and lower boundary is estimated. During the period

[1] Contribution No. 51, Department of Meteorology and Climatology, University of Washington.

[2] The field work was carried out while on leave from the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

May–August the upper boundary received 8.3 kcal/cm², while during the period September–April 12.8 kcal/cm² were given off to the atmosphere. The results are compared with those of YAKOVLEV, and considerable disagreement is found with respect to the amounts of heat involved in evaporation and in changes of ice temperature ("heat reserve").

Zusammenfassung. Beobachtungen während der Drift von "US Drifting Station A" zeigen an altem Eis einen jährlichen Massenzuwachs von 12,5 g/cm² Schnee und 52 g/cm² Eis an der Unterseite. Während der Schmelzperioden 1957 und 1958 betrug der Massenverlust an der Oberseite 19,2 bzw. 41,4 g/cm². Das Verhältnis der Ablation auf „trockenen" Eisflächen zu der in Wassertümpeln beträgt etwa 1 : 2,5. Etwa 30% der Gesamtfläche werden im Sommer von den Wassertümpeln eingenommen. Die Ablation an der Unterseite durch Wärmezufuhr vom Meer betrug etwa 22 cm (Juli bis August/September).

Die Methoden der Messung des Massenhaushalts werden beschrieben. In Anbetracht ihrer Bedeutung als Kontrolle des berechneten Wärmehaushalts wird ihre Genauigkeit näher untersucht.

Die Wärmebilanz der Eisoberfläche wird für einen ausgewählten Zeitraum während des Maximums der Ablationsperiode berechnet. Es ergeben sich folgende mittlere Tagessummen in cal/cm²: + 142 kurzwellige Strahlungsbilanz, — 8 langwellige Strahlungsbilanz, + 9 Konvektionswärmestrom. — 11 Verdunstung. Die mittlere tägliche Oberflächen-Ablation betrug in dieser Zeit 0,8 cm. Etwa 90% davon werden durch Absorption kurzwelliger Strahlung verursacht.

Nur 62% des gesamten Wärmeangebotes werden an der Oberfläche umgesetzt. 38% gelangen in tiefere Schichten und werden dort hauptsächlich zur Vergrößerung des Volumens der Salzlösung verwendet. Die vertikale Verteilung dieser Energie wird zur Berechnung des Extinktionskoeffizienten für kurzwellige Strahlung herangezogen. In einer Tiefe von 40 bis 150 cm ergibt sich ein Wert von 0,015 cm^{-1}, etwas weniger als in Gletschereis.

Die Wärmemenge, welche im Sommer zur Erhöhung der Eistemperatur und der damit verbundenen Vergrößerung des Volumens der Salzlösung aufgewendet wurde, dient während der Abkühlungsperiode als Wärmereserve. Von ihrem Beginn bis zur Erreichung minimaler Eistemperaturen in März werden einer 3 m dicken Eisdecke 3000 cal/cm² an latenter Wärme (Verkleinerung des Volumens der Salzlösung und Gefrieren der Schmelzwassertümpel) und 1700 cal/cm² mit der reinen Temperaturerniedrigung entzogen. Auf Grund der beobachteten Massen- und Temperaturänderungen der Eisdecke wird der gesamte Wärmeumsatz an ihren Grenzflächen abgeschätzt. Während der Periode Mai bis August erhält die Oberfläche des Eises 8,3 kcal/cm² während in der Periode September bis April 12,8 kcal/cm² an die Atmosphäre abgegeben werden. Die Resultate werden mit denen von YAKOVLEV verglichen, wobei sich beträchtliche Unterschiede in den Beträgen der Verdunstung und der Wärmereserve der Eisdecke ergeben. Im Zusammenhang mit den unterschiedlichen Beträgen der Wärmereserve wird die spezifische Wärme des Meereises näher diskutiert.

Résumé. Les observations faites lors de la dérive du "US drifting station A" font apparaître un accroissement annuel de masse de la banquise de 12,5 g/cm² sous forme de neige et de 52 g/cm² par congélation à la base. Pendant les périodes de fonte de 1957 et de 1958, la perte de

masse à la surface fut de 19,2 et 41,4 g/cm² respectivement. Le rapport de l'ablation sur la glace "sèche" à celle des flaques est de 1 : 2,5. Les flaques occupent en été env. 30% de la surface totale. L'ablation à la face inférieure de la banquise par la chaleur de l'eau fut d'environ 22 cm (Juillet à août/septembre).

On décrit les méthodes de mesure du bilan de masse et leur précision. On calcule ce bilan de chaleur à la surface au moment du maximum d'ablation et on en donne les composantes suivantes pour les sommes journalières moyennes en cal/cm²: bilan radiatif de courte longueur d'onde + 142, bilan radiatif de grande longueur d'onde — 8, flux de convection + 9, évaporation — 11. L'ablation superficielle moyenne est de 0,8 cm par jour dont 90% résulte de l'absorption du rayonnement à courte longueur d'onde.

Le 62% seulement de l'apport de chaleur est transformé à la surface de la glace ; le 38% pénètre en profondeur et sert surtout à accroître le volume du mélange salin. A une profondeur de 40 à 150 cm le coefficient d'exctinction pour le rayonnement court est de 0,015 cm^{-1}, plus faible que dans le glacier terrestre.

La quantité de chaleur accumulée en été sert de réserve pendant la période froide pour élever la température de la glace et pour augmenter le volume de la solution saline. Du début de celle-ci jusqu'au minimum des températures en mars, une couche de 3 m d'épaisseur perd 3000 cal/cm² en chaleur latente et 1700 cal/cm² par chute de température. Il est possible d'estimer le bilan total de chaleur des surfaces de la glace à l'aide des variations observées de masse et de température. Pedant la période de mai à août, la surface de la glace reçoit 8,3 kcal/cm², tandis qu'elle cède à l'air 12,8 kcal/cm² de septembre à avril. Les résultats obtenus diffèrent de ceux de YAKOVLEV dans les quantités de l'évaporation et de la réserve calorifique de la glace. Discussion au sujet de la chaleur spécifique de la glace de banquise.

Introduction

By far the greatest ice-covered area on the northern hemisphere is the Arctic pack ice. Compared to the Greenland ice cap, its mass is small, however, its great influence on the heat exchange between earth and atmosphere and its high sensitivity to climatic fluctuations make it an important factor in the distribution of heat over the hemisphere. The conditions necessary for the formation and preservation of sea ice are of equal interest to meteorology and oceanography.

The present report contains part of the results of heat and mass budget studies of sea ice carried out on "US Drifting Station A" during the International Geophysical Year 1957/58. A brief description of the expedition is given in [*34*]. Remarks on the methods of investigation as well as some preliminary results have been published in [*33*].

The camp built on a large ice floe in April, 1957, was damaged by ice cracks and pressure ridges in May, 1958, and had to be transported to another floe where the observations were continued until the camp had to be finally abandoned on 6 November, 1958. In the following, the two periods are called "Station 1" and "Station 2."

1. Mass Budget

The total mass of ice present on the Arctic Ocean is in general controlled by two processes: a) by large-scale horizontal drift, and b) by local melting and freezing. In some parts of the Arctic Ocean the horizontal drift is rapid (e. g. SSSR NP-I, May, 1937: 90° N, February, 1938: 70° N), and the ice may be transported to climatologically different regions within one year. Ablation and accretion of the ice take place at two surfaces. Considerations of the horizontal transport are complicated by the fact that frequently the condition of continuity is not valid. For example, in the case a flow divergence, large amounts of new ice may be formed where the ocean surface becomes exposed to the atmosphere by the parting of a continuous ice cover.

The general pattern of ice drift in the Arctic ocean is known primarily by the drifts of the ships "Fram," "Maud," and "Sedov," as well as by the Soviet and American drifting Stations (see [*9*, *15*]). The tangential forces exerted on the ice by air and water are also basically known [*9*, *15*]. The physical relationships found between air and ice movement represent average values with good accuracy but large deviations are observed in individual cases.

Their cause may be largely the fact that the pack ice cover can accumulate tensions so that the movement at one place is not only a function of the locally applied forces but influenced by forces transmitted over longer distances. The irregular distribution of such forces due to the irregular shape of the ice floes make the mechanical properties of large sheets of sea ice different from those of small samples. Investigations of the deformation of large fields of sea ice in relation to wind fields are highly desirable for an understanding of the ice budget in the Arctic ocean.

The following considerations of the mass budget refer to an individual ice floe. A simplified plot of its drift during the existence of "Station A" is given in Fig. 1. The total distance covered from May, 1957, to November, 1958, was 3200 km.

1. 1. Methods of Observation

Ablation and accumulation on ice surface are commonly observed by means of stakes. The upper surface of sea ice is in most cases irregular (hummocks, pressure ridges, meltwater ponds, snow-drifts, sastrugi), and the mass changes by ablation and accumulation are comparatively small. Therefore, accurate measurements can only be obtained when a sufficiently great number of stakes is used. At Station A, 15 stakes were used from July to September, 1957, 20 stakes from October, 1957, to May, 1958, and 30 stakes from May to October, 1958. During the two latter periods they were placed in two perpendicular lines, at equal distances.

When observing the mass changes of sea ice it is to be noted that not all the meltwater formed at the surface runs off. A certain part

remains on the ice in ponds and re-freezes in the fall. During summer, ablation takes place both at the upper and lower surface.

After some experiments, the measuring arrangement shown in Fig. 2 was finally used. In addition to the stakes ($Z_1 - Z_3$), a water level recorder (tide gauge) was installed. It permits the observation of the hydrostatic equilibrium of the ice floe. The recordings of this instrument are particularly valuable since they are representative of a relatively large area. The support carrying the recording drum is anchored at a level L which remains fixed relative to the main body of the ice. The

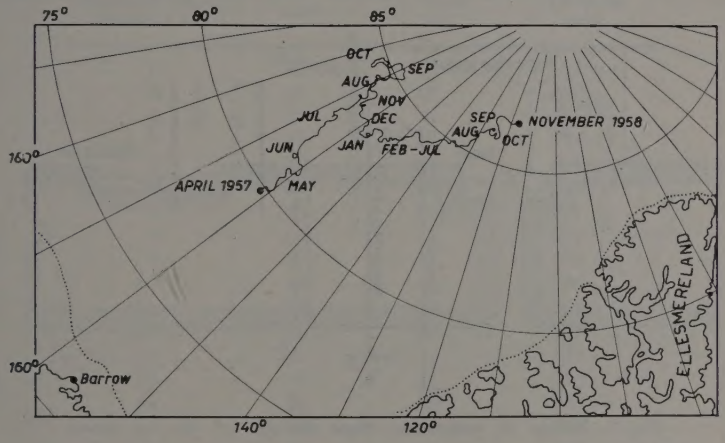


Fig. 1. Drifting Station A during the International Geophysical Year 1957/58

vertical movements of an ice plate (density ρ_i) floating in water (density ρ_w) are recorded as changes of l. Ablation or accretion at the upper or lower surface correspond to changes of l_1 and l_2. Assuming constant density, the state of equilibrium is given by

$$\rho_i (l_1 + l_2) = \rho_w (l_2 + l).$$

In the case of ice and sea water, mass changes at the upper and lower surface are recorded with a sensitivity ratio of about 7 : 1,

$$\Delta l = \frac{\rho_i}{\rho_w} \Delta l_1 - \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_w} \Delta l_2. \qquad (1)$$

In the recordings of Δl, the contributions of Δl_1 and Δl_2 cannot be distinguished. Therefore, separate measurements of bottom ablation and accretion are necessary. In order to avoid the tedious and inaccurate procedure of measuring ice thickness through bore holes another device has been used (see Fig. 2). The "measuring wire" which is normally frozen into the ice, is released by electrical heating and pulled up so that the cross bar at its lower end rests against the ice bottom. The upper

end of the wire is read against a fixed scale. Since the lower ice surface of old ice floes is comparatively smooth, a number of 3 to 4 of such measuring points was considered sufficient within the accuracy of all other observations.

In the water level recordings, two sources of error should be noted:

a) *Ice density.* Old sea ice has an average salinity of about $2‰$. The size of the brine pockets is variable with temperature and leads to changes of the average density. Between — 1 and — 10° C the latter is of the order of 1%. According to eq. (1), the corresponding variation of l is of the same magnitude. In order to keep its absolute magnitude small it is advisable,

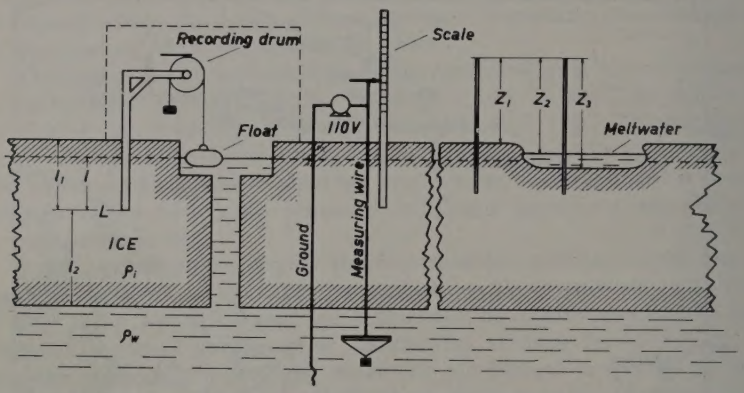


Fig. 2. Means of measuring mass changes of the ice cover

to make l also small, i. e. to anchor the support just deep enough to avoid difficulties with surface melting. Strictly speaking, it would be necessary to allow for the vertical distribution of salinity as well. Furthermore, the air content near the surface may not be constant during the ablation season. Pertinent observations are not available. However, for the present purpose it seems permissible to neglect changes of ice density.

The average ice density as measured by weighing cores of known volume was found to be 0.89 g/cm³ [*21*]. In April 1958, a crack through the scientific area of Station A afforded a welcome possibility to take a profile of snow height, free-board, and ice thickness. The results are given in Table 1. With the densities of snow ($\rho_s = 0.33$ g/cm³) and water ($\rho_w = 1.03$ g/cm³) the average density of the ice is found to be 0.91 g/cm³. For all further computations, a mean value of 0.90 g/cm³ has been used.

b) *Fresh water.* Most of the fresh water formed during the melt season runs off over the edges of the floes. If the relative area of open leads is not too great and if mixing by wind not too intensive, the layer of fresh water floating on the denser sea water may become thicker than the floes and expand along the ice bottom. In this case, the ice floats partially or entirely in fresh or low salinity water. With an ice thickness of 300 cm, a maximum hydrostatic adjustment of 9 cm may result. The present data do not allow an evaluation of this effect. Especially during the summer of 1958 there were large areas of open water in the vicinity of the station in which the thickness

of the fresh water layer was only a fraction of the ice thickness [*13*]. On the other hand, it was necessary for reasons of camp and runway maintainance to drill a large number of drainage holes. The fresh water spreading at the underside of the ice leads to the formation of a sub-layer of fresh ice, as described in [*33*]. It seems, therefore, not possible to correct the water level recordings for density variations of the water. The estimated maximum

Table 1. *Mean Ice Density, April 1958, under the Assumption of* $\rho_s = 0.33$ *and* $\rho_w = 1.03$ *g/cm*^{3}

Measuring points, distance ~5 m	Snow	Ice above water	Ice under water
1	42 cm	22 cm	315 cm
2	41	20	282
3	29	31	288
4	43	27	304
5	30	19	270
6	37	22	274
7	42	25	277
8	53	13	259
9	90	8	270
10	46	18	296
11	29	18	274
12	33	22	291
13	66	17	299
14	19	44	355
15	35	23	303
16	32	25	277
17	31	26	279
18	26	24	315
19	35	17	289
20	79	19	292
21	59	14	296
mean	42.7	22.1	291

$\overline{\rho_i} = 0{,}913$ g/cm^3

error is 3 cm. The hydrostatic rise of the ice floe during the ablation season may be too small by this amount. (In maintaining the water level recorder it is particularly important to keep the water in the vertical tube communicating with the ocean either always salty, or always fresh. Here, the error may amount to 9 cm.)

By means of the measuring devices shown in Fig. 2 it is possible to determine the mass budget with reasonable accuracy. If A_T (cm) and A_W (cm) denote the mass losses on the "dry" surface and in ponds, respectively, A_U the loss at the bottom, and F the relative area of ponds, then the total loss of mass, ΔM, (in cm of water) during a certain time interval can be written

$$\Delta M = \rho_i A_T (1 - F) + \rho_i A_w F + \rho_i A_U - F \cdot \Delta d \qquad (2)$$

Table 2. *Examples of Ablation Measurements on Sea and Glacier Ice. By Means of their Standard Deviation and the Graph Shown in Fig. 4 the Number of Observations Necessary to Obtain an Arithmetic Mean of Given Accuracy Can Be Determined*

Station "A", 83°N, 165°W Ablation on elevated surfaces, stakes							Station "A", 83°N, 165°W Ablation in ponds, stakes						Chogo-Lungma-Gl., Karakorum, 4300 m Ice ablation, bore holes					
1958		A	N	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{N}}$	%		A	N	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{N}}$	%		A	N	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{N}}$	%
July	6/7	3.1	15	1.10	0.28	9	July 6/7	2.9	15	0.87	0.22	8	July 15	7.9	7	2.5	0.95	12
	7/8	0.8	15	0.83	0.21	26	7/8	2.2	15	1.62	0.31	14	16	4,7	7	1.4	0.53	11
	8/10	2.4	15	1.02	0.26	11	8/9	2.2	10	1.80	0.57	24	17	6,4	7	1.0	0.38	6
	10/11	1.2	15	1.08	0.28	23	9/10	1.4	9	0.72	0.24	17	19	4.8	7	0.9	0.34	7
	12/13	1.4	15	0.70	0.18	13	10/11	2.4	13	2.66	0.74	31	23	5.3	7	2.0	0.76	14
	13/14	0.9	15	0.62	0.16	18	11/12	2.0	13	2.52	0.70	35	25	6.4	10	1.4	0.44	7
	14/15	0.2	15	1.00	0.26	130	12/13	2.0	13	1.75	0.48	24	26	5.8	10	0.8	0.25	4
	15/17	1.7	15	0.85	0.22	13	13/14	2.3	13	2.11	0.58	25	27	4.8	10	0.4	0.13	3
	17/19	1.4	15	0.66	0.17	12	14/15	2.4	13	0.83	0.23	10	28	7.3	10	0.8	0.25	3
	22/23	1.0	15	0.63	0.16	16	15/16	2.1	8	0.95	0.34	16	29	7.8	10	0.8	0.25	3
	23/24	3.4	15	0.80	0.21	6	16/17	1.9	8	1.48	0.52	27	30	7.7	10	1.4	0.44	6
	24/25	0.6	15	0.45	0.12	20	17/18	2.0	9	0.68	0.23	12	31	8.2	10	1.8	0.57	7
	25/26	0.4	15	0.54	0.14	35	18/19	1.8	9	1.20	0.40	22	Aug. 1	7.5	10	1.1	0.35	5
	26/27	1.0	15	0.94	0.24	24	22/23	1.0	13	1.28	0.36	36	2	7.5	10	1.4	0.44	6
	27/28	0.4	15	0.86	0.22	55	23/24	3.0	14	2.39	0.64	21						
	28/29	2.5	15	0.77	0.20	8	24/25	2.6	14	2.19	0.59	23						
	29/30	2.1	15	1.01	0.30	14	25/26	2.0	14	1.99	0.53	26						
	30/31	1.1	15	1.22	0.32	29	26/27	2.3	14	1.29	0.34	15						
Aug.	31/1	0.4	15	1.17	0.30	75	27/28	1.3	14	1.36	0.36	28						
	2/3	0.2	15	0.93	0.24	120	28/29	2.7	14	1.51	0.40	15						
	3/4	0.1	15	1.02	0.26	260	29/30	2.9	14	2.00	0.54	19						
	4/5	0.6	15	1.12	0.29	48	30/31	1.2	14	0.88	0.24	20						
	5/6	1.0	15	0.80	0.21	21	Aug. 31/1	3.4	14	1.64	0.44	13						
	6/7	0.2	15	0.87	0.22	110	1/2	2.2	14	1.94	0.52	24						

A = Ablation in cm, arith. mean
N = Number of stakes or bore holes
σ = Standard deviation
$\sigma/\sqrt{N}$ = Mean error of the arith. mean

$$\% = 100\,\frac{\sigma/\sqrt{N}}{A}$$

where Δd is the increase of pond depth. This expression holds only for a sufficiently short period in which $F = \text{const}$. Since A_T, A_W, A_U, ΔM, and d are given by the observations (Fig. 2), eq. (2) could be used to determine F whose direct measurement is laborious. Experience showed that, during the first part of the ablation season the pond area increased rapidly, and since the necessary observations are not available it is impossible to evaluate eq. (2) under such circumstances.

1. 2. Accuracy

The observations of accumulation and ablation are an important and frequently applied means of checking observations of the heat budget. A closer examination of their accuracy seems of interest.

Apart from various experiments with ablatographs (e. g. [*12*]) and the occasional application of photogrammetry for special purposes [*38*] stake measurements are most commonly used. On temperate glacier ice, the measurement of the depth of bore holes has some advantages. In both cases the distance from a fixed level to the average ice level is measured. Therefore, the scattering of individual readings should be about equal. A selection of such observations from a subtropical glacier (Chogo-Lungma-glacier [*32*]) and from sea ice is given in Table 2. It is seen that, on days with little ablation (e. g. Station A, 14/15 July or 2/3 and 3/4 August), the average error of the arithmetic mean can become greater than the mean itself. An observation of such low accuracy is hardly usable to check other observations.

Bochow, Höhne and Raeuber [*8*] have given a handy graph to determine the number of observations necessary to obtain a representative mean. With an additional curve for 90% probability, it is reproduced in Fig. 3. First, the standard deviation of a series of observations, σ, is computed. The arithmetic mean is considered to be representative if it differs, with a predetermined probability P, by not more than x from the true mean. x and P are fixed according to any particular requirements. N is the number of observations. If the point $(x/\sigma, N)$ falls to the right of the chosen P-curve then the arithmetic mean is representative. If it falls to the left, the number of observations necessary for an arithmetic mean of the desired accuracy is established by finding this point of the respective p-curve whose ordinate is x/σ. The abscissa in this point is the required N.

According to Table 2 the standard deviation of ablation measurements on glacier and sea ice is approximately 1.0 cm. It seems reasonable to postulate that the computed mean should be within $\pm$ 10% of the true mean, with a probability of at least 90%. If the required accuracy of the ablation measurement is $\pm$ 0.1 cm. this would require 340 measuring points according to Fig. 3. On the other hand, a given number of observations, $N = 15$, renders an error $x' = 0.45$. According to the requirement stated above, this should be not more than 10% of the true mean. In other words, by using 15 stakes, ablation can only be

measured with sufficient accuracy if it is not less than 4.5 cm. The daily amounts of ablation at Station A (Table 2) are all much below this magnitude and of a correspondingly little accuracy. When using ablation data to check observations of the heat budget, longer periods with sufficiently great amounts of ablation will have to be considered. On the other hand, the daily amounts of ablation on Chogo-Lungma glacier (Table 2) were large enough to render representative means with only 7 to 10 single values ($x'/\sigma = 0.7$).

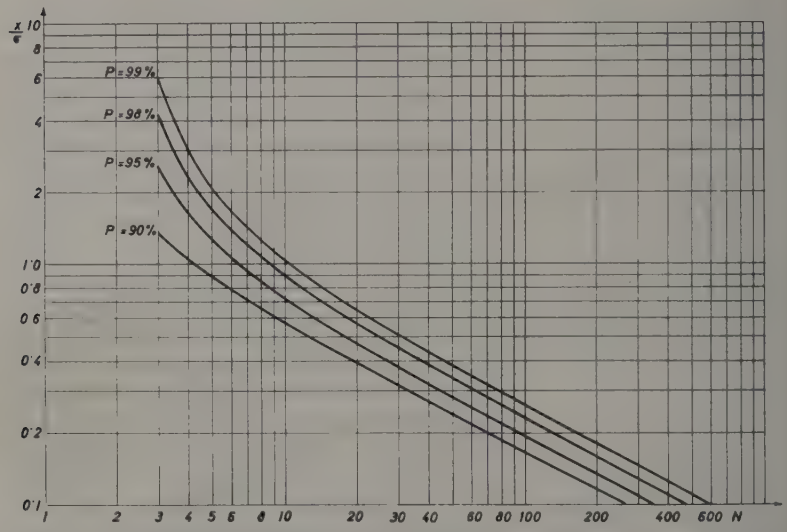


Fig. 3. Graph for the determination of the number of single values (N) necessary to obtain a representative arithmetic mean (after [8])

Much more unfavourable are such considerations for the measurement of accumulation. Due to the surficial irregularities and the transport of snow by wind (formation of sastrugi) the standard deviation becomes very large. For the measurement of accumulation the water level recordings are particularly valuable.

1.3. Results of Observations

Detailed observations of the mass budget began at Station 1, on 10 July, 1957 (Fig. 4). At this date, some ice ablation had already taken place. A few measurements of snow height and density had been made before the onset of melting (early June, first part of curves a and b in Fig. 4). The dashed parts of curves a and b have been extrapolated from our notes on the state of the surface. The data obtained at Station 2 permit a more detailed representation (Fig. 5). While the stake and

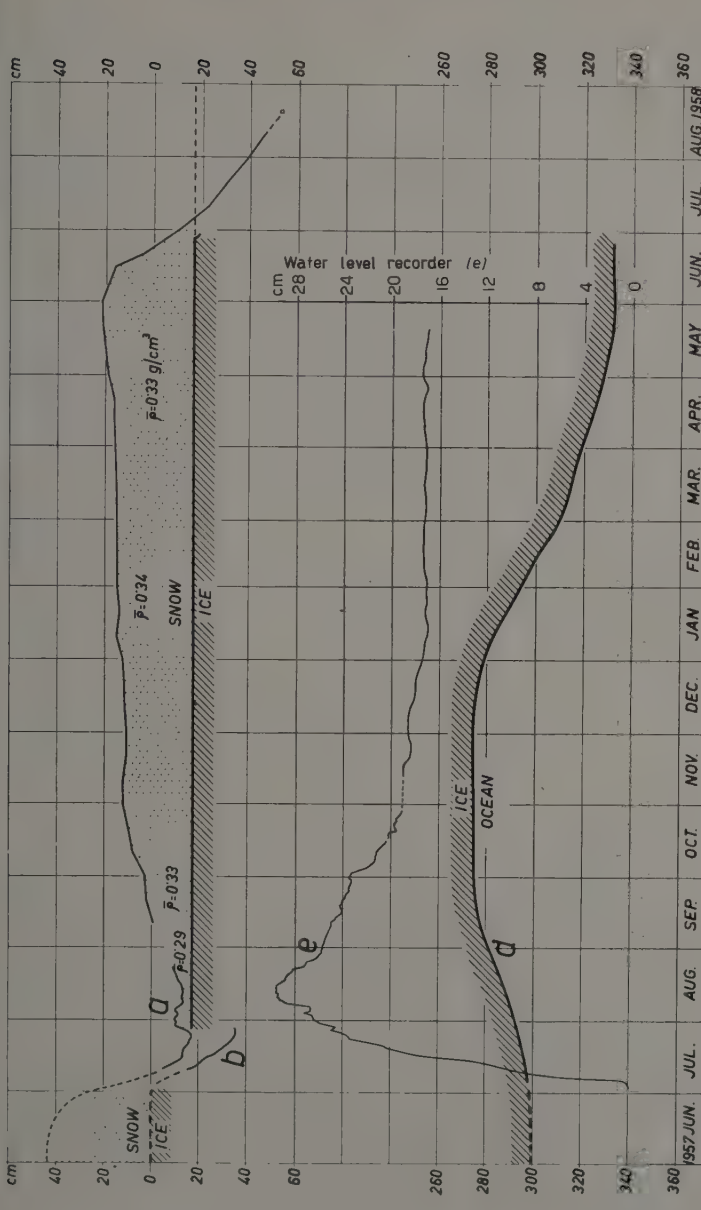


Fig. 4. Mass changes at the upper and lower surface of the ice, station 1. Curve *e* shows the hydrostatic adjustment of the floe

thickness readings could be continued for some time after the evacuation on Station 1, the water level recorder was taken down on 19 May and re-installed at Station 2 on 27 May, 1958.

1.3.1. Ablation

By comparison of Fig. 4 and 5 it is seen that the ablation periods 1957 and 1958 began at approximately the same time, however, in 1958

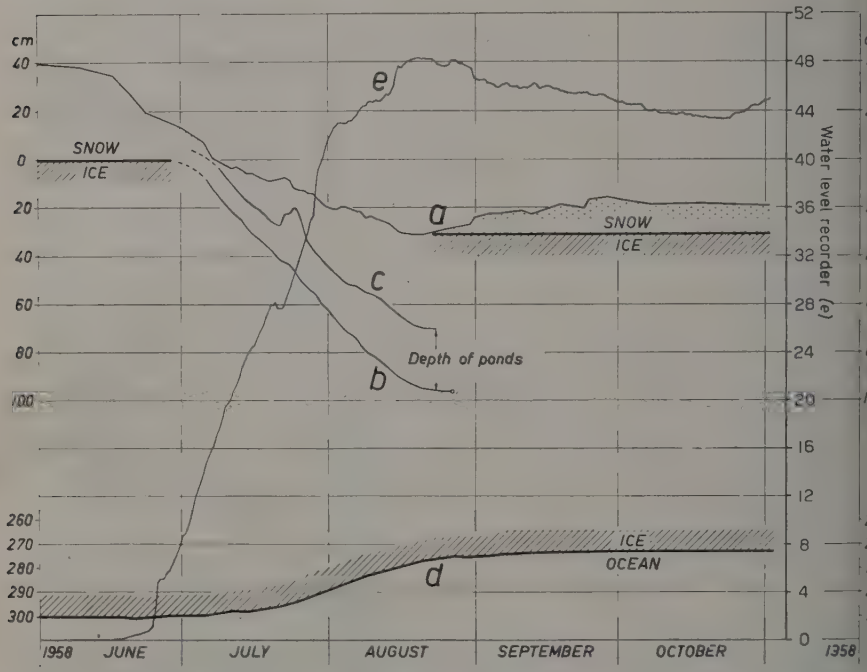


Fig. 5. Mass changes at the upper and lower surface of the ice (see also Fig. 2 and 4)

it lasted about one month longer and led to correspondingly greater ablation. The mean geographical position of the Station in July, 1957, was 82°N, 165° W, and in July, 1958, 84°N, 145° W (distance ~ 300 km.).

Eq. (1) can be used to ascertain the total loss of mass at the surface during the period of ablation. The values of Δl_1 and Δl_2 are taken from curves e and d in Fig. 4 and 5. For 1957, $\Delta l_1 = 32.2$ cm, and for 1958, $\Delta l_1 = 53.1$ cm (all values in water equivalent). According to the observations of snow height and density, 13.0 and 12.1, respectively, of the above totals come from the melting of snow. The remaining 18.0 and 39.9, respectively, represent the loss of ice at the surface. It is com-

posed of the ablation on "dry" surfaces and in ponds, reduced by the pond volume at the end of the ablation period. The latter is an important factor in the heat budget. The latent heat stored in the pond water retards cooling in the fall. As mentioned earlier, observations of the pond area are not available. The observations of pond depths, too, were only in 1958 sufficiently numerous. In this case, eq. (2) may serve to estimate the pond area F. The values of A_T, A_W, and d are taken from Fig. 5 ($\varrho_l = 0.90$ g/cm^3). A pond area of $F = 42\%$ is obtained. If the ponded meltwater were spread out it would form a layer of water 10.5 cm thick. The latent heat stored in this layer is 840 cal/cm^2. If one assumes a similar pond area for 1957, the heat reserve would be 200 cal/cm^2. Due to the shorter ablation season in 1957, the ponds were not as deep as in 1958. Because of the lower reliability of the 1957 observations too much emphasis should not be placed on the above result.

The amount of solid precipitation during June–August is generally small. A relatively strong snow-fall on 20 July, 1958, is clearly shown by the water level recording (Fig. 5, curve *e*). A small depression on 21 July is followed by an especially steep rise on 28 July which represents the run-off of the excess melt-water. A large part of the freshly fallen snow was blown into the ponds, as shown by the temporary increase of their depth (curve *c*).

As it will be explained later, the measurement of ablation of sea ice by means of stakes is of limited value. A large proportion of the total turnover of heat takes place below the surface and does not manifest itself as surficial ablation. The higher the temperature and salinity of the ice, the greater becomes internal melting and the more important it becomes to ascertain the true loss of mass (run-off) by a cumulative method as provided by the water level recorder.

1.3.2. Accumulation

The present observations provide further evidence that the annual amount of precipitation in the central Arctic is small, of the order of 150 mm. It takes only a short time for the freshly deposited snow to attain an approximately constant density of 0.33 g/cm^3. Similar results were obtained by the Soviet drifting Station NP-II [*36*]. Some of the average densities observed have been entered in Fig. 4. As mentioned earlier, the water level recordings can be used for the determination of a cumulative snow density. For the time from the beginning depression of the ice floe (Fig. 4, maximum of curve *e*) until the beginning of ice accretion at the bottom, eq. (1) renders $l_1 = 9{,}5$ cm of water column or 29 cm of snow with a density of 0.33 g/cm^3, in excellent agreement with the direct observations (curve *a*). However, for the time of accretion at the bottom, December–April, eq. (1) renders incorrect values. To a small extent this may be caused by a greater density of the freshly accreted bottom ice but it is easily seen by means of eq. (1) that even an extremely high density of the new ice cannot explain the floe's lack of

lift. The actual cause is most likely to be sought in the fact that the 80 cm high box covering the water level recorder collected large snow drifts in all directions with a length of up to 20 metres. During clear weather and falling temperatures the surface of recently deposited snow drifts frequently become hardened by sublimation within the uppermost layer so that the drift is not easily removed by wind from another direction. It is, therefore, inevitable that any aerodynamical obstacle collects more or less permanent snow-drifts on all sides which cause an additional depression of the ice. Similar conditions prevailed during the deposition of snow in the fall, 1958 (Fig. 5). At the end of the melting season, when the

Table 3. *Observed Amounts of Mass Loss and Gain at the Upper and Lower Surface of the Ice. The Meltwater Retained in Ponds has been Deducted from the Loss Figures.* A_T *and* A_W *are the Amounts of Ablation on Elevated ("Dry") Surfaces and in Ponds, Respectively*

Boundary	Gain	Loss	Ice ablation A_T	Ice ablation A_W
air/ice (cm water)	1956/57 : 13,0	1957 : 32,2 (13,0 snow, 19,2 ice)	15,5	31,0
	1957/58 : 12,1	1958 : 53,5 (12,1 snow, 41,4 ice)	27,6	85,3
	1958 : (5,2) (until Oct.)			
ice/ocean (cm ice)	1957/58 : 57	1957 : 22 1958 : 24		

ponds begin to freeze their level is about 20 to 50 cm below the average "dry" level. Most of the new snow is blown into these depressions and not accurately represented by the stake readings (curve *a*). In this case, the water level recordings are more reliable. The amount of accumulation from the middle of August to the end of October, 1958, is found to be 5.2 cm of water or 16 cm of snow with a density of 0.33 g/cm^3. When the ice-cover of the ponds is still thin it is frequently broken by load of the overlying snow. The filling of the ponds with water-saturated snow accelerates the process of freezing. In this manner, atmospheric precipitation which otherwise takes part only indirectly in the mass budget, can contribute a small amount to the formation of ice at the surface.

1.4. Summary

The constituents of the mass budget are summarized in Table 3. Ice accretion during the winter 1957/58 was greater by 16 cm than the ice loss during the previous summer. This was compensated by a relatively great loss during the following summer. Assuming an ice thickness of 300 cm in May, 1957, it was 316 cm in May, 1958, while the September thicknesses decreased from 259 cm in 1957 to 251 cm in 1958. The find-

ings given in Table 3 provide further evidence that the average annual accretion of old ice with a thickness of 3 m is close to 50 cm.

From observations of the thickness of annual layers SCHWARZACHER [29] has derived a numerical relation between September ice thickness and annual accretion (Fig. 6, dotted line). Between thicknesses of 150 and 350 cm it is based on observations but its extrapolation to zero thickness (in September) renders a very high value of 340 cm for accretion

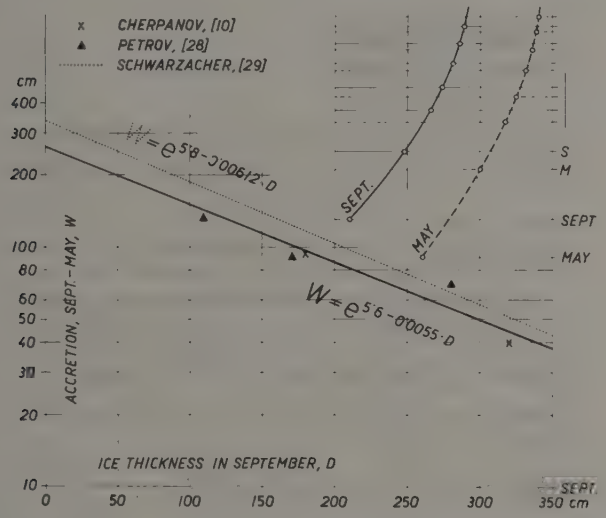


Fig. 6. Relation between ice thickness in September, D, and winter accretion, W (straight lines). Assuming a constant ablation of 50 cm/year and $W = e^{5.6-0.0055D}$, the ice thickness in September and May are indicated by open circles (log time scale on the right). The curved lines connecting them represent the margins of annual variations of thickness

during the first winter. By allowing for the measurements of PETROV [28] and CHERPANOV [10] it seems more favourable to chose somewhat smaller constants (full line). Accretion during the first winter is still 260 m, however, this amount is in better agreement with PETROV's observations of the increase of thickness with time. By using this relation and assuming a constant ablation of 50 cm (which seems justified for ice thicknesses > 200 cm) the increase of thickness in May and September, beginning at $D = 0$, is also shown in Fig. 6.

Under the assumption that the annual layers are identical with winter accretion, SCHWARZACHER [29] uses the above relationship to reconstruct ice thickness and amount of ablation from 1957 back to 1951. The results are interesting and show great variations of ablation which SCHWARZACHER ascribes to a possible variation with ice thickness and

to the effect of the variable snow cover on accretion. It seems, however, that even greater errors result from neglecting bottom ablation during

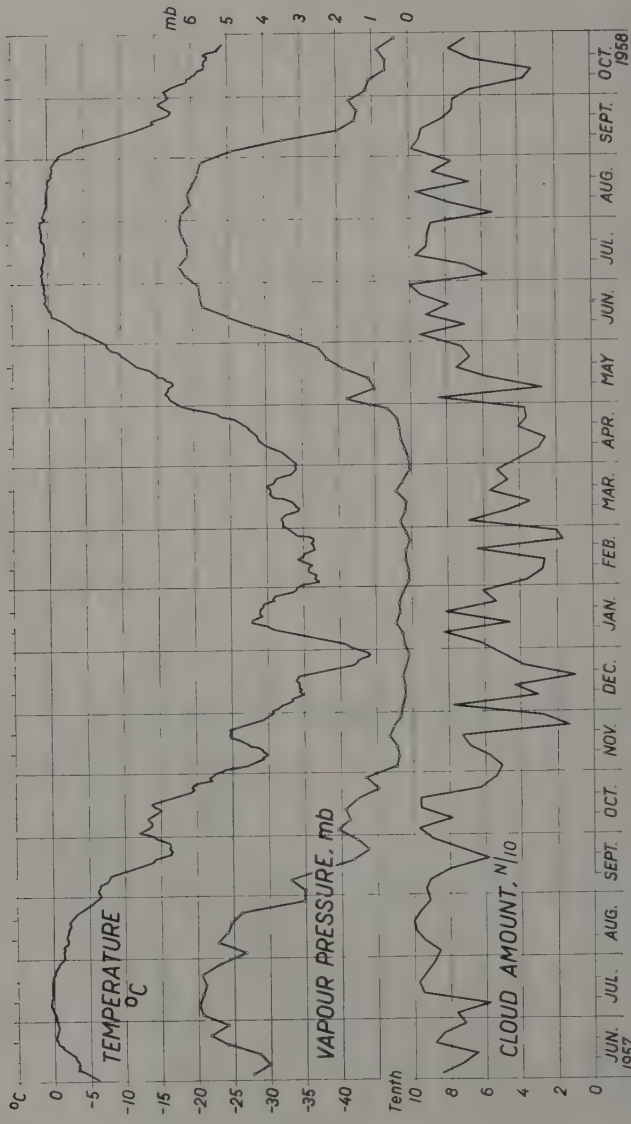


Fig. 7. Temperature (11-day running means), vapour pressure (5-day means), and cloudiness (5-day means) at Drifting Station A, according to observations by the US Weather Bureau

summer. Its amount would have to be added to the annual layers in order to obtain the true amount of winter accretion.

2. Climate

Fig. 7 and Table 4 show the variations of some climatological elements during the time of observation at Drifting Station A. During the melting period the 11-day running means of air temperature remain close to zero (max. 1.2 °C). The lowest temperatures were observed during the last week of December and followed by a relatively warm and cloudy period, as it is typical for the central Arctic [*24*]. Although the prevalence of low inversions, particularly during the cold season, causes

Table 4. *Monthly Means of Some Climatological Elements at "Drifting Station A"*

	Temperature, °C			Vapour pr. mb	Cloud amt. $N/10$	Wind, km/h (hourly means)	
	Mean	Daily var.	Interd. var.	Mean	Mean	Mean	Max.
1957 June	— 1.5	1.5	0.9	4.8	7.5	—	—
July	+ 0.1	0.7	0.6	5.8	8.5	14.5	32
Aug.	— 2.8	1.0	1.2	4.4	9.4	17.1	48
Sept.	— 11.6	1.1	2.5	2.2	8.1	10.6	40
Oct.	— 16.0	0.6	3.4	1.6	8.2	18.4	47
Nov.	— 27.7	1.0	2.7	0.5	5.0	10.8	39
Dec.	— 36.7	0.7	3.1	0.2	4.2	6.8	34
1958 Jan.	— 32.1	1.3	3.7	0.3	6.3	13.7	43
Feb.	— 36.1	0.9	3.4	0.1	3.2	10.3	40
Mar.	— 32.0	2.0	2.7	0.2	5.2	10.6	32
Apr.	— 28.4	4.0	1.4	0.3	3.5	6.6	29
May	— 13.4	2.5	2.0	1.8	6.4	10.6	26
June	— 1.8	0.8	0.9	5.0	8.9	11.7	32
July	+ 0.8	0.6	0.5	6.2	8.2	11.1	32
Aug.	0.0	0.7	0.7	6.0	7.7	9.3	29
Sept.	— 11.3	1.0	2.8	2.5	8.7	13.2	34
Oct.	— 22.1	1.5	4.2	0.8	5.8	13.7	42

great non-periodic variations of temperature the mean daily range remains small (Table 4). Daily variations of temperature exist only from March to September, with a maximum amplitude of 4° C in April. During the months without sun no daily period could be detected [*18*].

Vapour pressure was measured by means of psychrometers, in the instrument shelter about 1.5 m above the ground. The inherent inaccuracy of this method at low temperatures makes the results during the winter months somewhat unreliable. During July and August, vapour pressure reaches its maximum values, close to the saturation point at 0° C.

The amount of clouds also shows a great annual variation. The high degree of cloudiness during the summer months is due to the advection of warm air from the sub-arctic continents. During winter, the frequency distribution of cloudiness (Fig. 8) shows two maxima at 0 and 100% as is common at lower latitudes. The distribution during summer has only one dominating maximum at 100%. (The secondary maximum at

20–30% in winter would most likely disappear when using a greater number of observations.) A regular daily variation of the cloud amount is not apparent in the available data.

3. Heat Budget of Pond-free Ice

3.1. State of Surface

Since the evaluation of all data from Drifting Station A is not yet completed, the heat budget during a selected period of particular importance is treated in the following. According to Fig. 4 ablation between 10 and 23 July, 1957, was 11.0 cm on „dry" surfaces and 17.8 cm in ponds. A consideration of the heat budget during that time will be preceded by some general remarks.

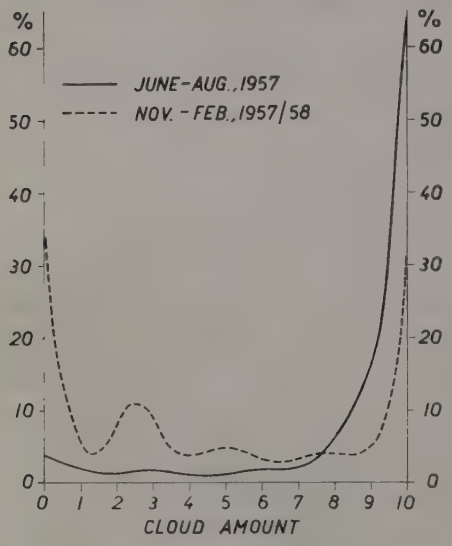


Fig. 8. Frequency of cloud amount, according to 3-hourly observations by the US Weather Bureau

It was pointed out by Hoinkes [*19*] that, when comparing ablation with the heat budget it is necessary to compute the latter for periods with melting and frozen surface separately. Otherwise the heat sums cannot be related to the observed ablation because a loss of mass caused, during a period of positive heat budget, once it has occurred, cannot be restored by a following negative heat budget, that is to say, ablation may have occurred even though the total net heat during both periods may be negative. In the case of sea ice this consideration holds only to a limited extent since the meltwater formed is not entirely removed (ponds). For the area covered by ponds the above restriction is not valid. The accurate measurement of the thickness of temporary ice covers of the ponds, as well as the exact determination of the beginning and end of the freezing and thawing processes in general, is difficult. Especially towards the onset and termination of the ablation period the simultaneously existing snow, ice, and water-surfaces with their greatly varying heat absorption (albedo) make the "state of the surface" a poorly defined quality. The state of the various types of surface was noted several times daily. Based upon these observations it can be estimated that during about 7% of the period presently considered the surface was

frozen. It was observed in many instances that, under an overlying frozen crust, melting proceeded at a depth of several centimetres. It seems, therefore, justified to treat the entire period as one with a melting surface.

In connection with this, the particular manner of disintegration of sea ice under the action of solar radiation may be pointed out. When pure glacier ice is exposed to short wave solar radiation an extremely porous surficial layer of a maximum depth of 15 to 20 cm is formed by internal melting. The coherence of the individual grains is not destroyed in this process, and the layer as a whole remains mechanically solid. On the other hand, one frequently finds on glacier tongues spindle-shaped areas of fine-grained ice whose surface appears similar to old firn. These areas represent sections of former crevasses which are filled with frozen water. The grain is columnar and perpendicular to the former walls of the crevasses. In contrast to the metamorphous regular glacier ice this ice disintegrates preferentially into small loose grains. A similar effect is seen on sea ice, although in that case the grain size seems to be greater.

The influence of this "firnification" of ice on the radiation balance is demonstrated by the following experiment. On 3 July, 1958, an area of about 5 m^2 was scraped with a bulldozer down to the compact ice. The albedo of this surface was 0.38. During the following two days of clear weather with an average insolation of about 20 cal/cm^2 hr the albedo increased to 0.65 as firnification progressed. The maximum thickness of the "firnified" layer at Station A was 15 cm. Its average density (end of July, 1958) was found to be 0.4 g/cm^3. The effect of this firnification is a substantial reduction of ablation rate by an increase of the reflectivity of the ice.

3.2. Net Radiation

3.2.1. Short-Wave

Global radiation was recorded by two solarimeters Moll-Gorczynski, one pointing upwards and one downwards and a self-balancing potentiometer. The calibration factor given by the manufacturing company was corrected for temperature, according to Bener [7]. The mean cloudiness from 10 to 23 July, 1957, was 94%. In view of such dominating importance of diffuse radiation it is justified to neglect the dependence of the calibration factor on solar elevation [*14*].

Daily averages of the albedo at the place of radiation measurements varied between 0.56 and 0.68. Further observations of the albedo were made with a portable device consisting of two solarimeters and a potentiometer. It was found that the mean albedo of clean, melting sea ice with a disintegrated surface lies between 0.62 and 0.70. Since the following considerations refer to that type of surface, an albedo of 0.66 has been assumed for calculations of short wave net radiation.

3.2.2. Long-Wave

Total radiation was recorded by means of a Schulze-radiometer [*30*] with hemispheres consisting of "Lupolen." This instrument requires separate calibration in the short-wave and long-wave range. Since a suitable standard instrument was not available at Station A, the short-wave calibration was done with the solarimeters. Calibration in the long-wave range by means of a "black body" (without ventilation) rendered unsatisfactory results. The proper method of calibrating the Schulze-radiometer is currently under discussion [*20*]. Awaiting a final

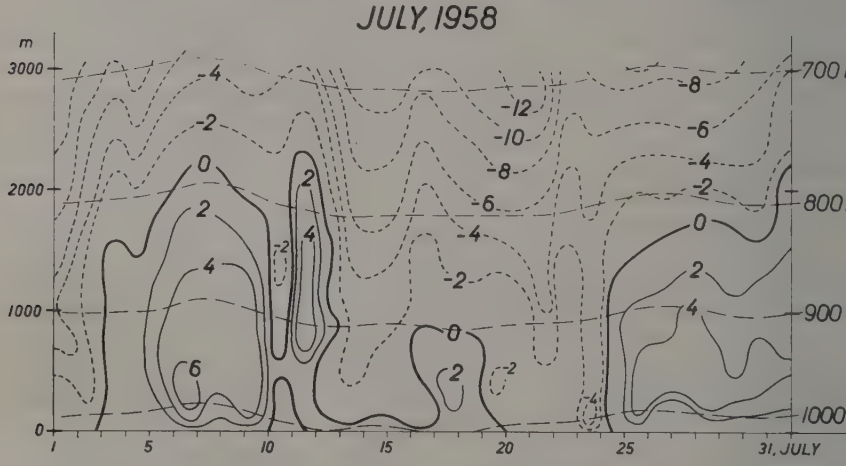


Fig. 9. Temperature in the first 3 km of the atmosphere over Drifting Station A, according to 12-hourly radiosonde observations by the US Weather Bureau

settlement of this question, long-wave radiation has been determined from radiosonde data.

The radiosonde observations of July, 1957, were not available at the time of writing, however, it seems possible to adapt the results of July, 1958, in an appropriate manner. In July, 1958, 8 ascents were made during clear weather (cloudiness $\leqq {}^1/_8$). Evaluation of the ELSASSER-diagram (for the use of this diagram in clear and overcast conditions, see [*16*]) renders intensities of atmospheric radiation between 0.355 and 0.386, with an average of 0.370 cal/cm^2 min or 533 cal/cm^2 day. 15 ascents took place during overcast conditions (cloudiness $\geqq {}^7/_8$). The corresponding intensities lay between 0.436 and 0.463, with an average of 0.448 cal/cm^{2}min or 645 cal/cm^{2}day. While air temperature near the ground shows extremely small variations, great fluctuations were observed in the free atmosphere as a result of advection and vertical motion of the air (Fig. 9). Frequently, the temperature at cloud base is higher than at the ground, causing a positive net long-wave radiation.

Other means of determining atmospheric radiation are the empirical formulae of ÅNGSTRÖM and ASKLÖF (see [17]):

$$G_0 = \sigma T^4 (0.806 - 0.236 \cdot 10^{-0.052\, e}) \text{ and}$$
$$G_w = G_0 + k \cdot w (\sigma T^4 - G_0) \quad [\text{cal/cm}^2 \text{ min}]$$

(G = atmospheric radiation, e = vapour pressure in mb, w = cloudiness in tenths, k = factor depending on type of clouds and regional climatic conditions). By introducing for G_0 and G_{10} the values obtained from the

Table 5. *Daily Means of Cloudiness, Temperature, Vapour Pressure, and Daily Sums of Global Radiation ($S + D$), Atmospheric Radiation (G), Net Short-wave Radiation (NR_S), Net Long-wave Radiation (NR_e), and Net Total Radiation (NR). The Mean Albedo of the Pond-free Ice was 0.66. The Long-wave Radiation of the Melting Ice Surface was Taken to be 0.459 cal/cm². min*

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	$10^{th} - 23^{rd}$	
9.0	7.4	9.7	10.0	9.9	10.0	10.0	9.9	9.4	9.3	10.0	9.8	7.4	9.8	9,4	means
–0.4	–0.2	0.8	0.6	0.7	0.8	0.3	0.1	0.0	–0.1	0.5	–0.1	–0.3	0.6	0,24	
5.7	5.8	6.0	6.1	6.0	5.9	5.9	5.8	5.8	5.8	6.0	5.9	5.7	5.7	5,9	
522	605	322	302	328	428	399	402	559	400	320	425	532	280	5824	totals
643	633	660	662	660	665	660	641	642	648	662	657	639	660	9132	
177	206	110	103	112	146	136	137	190	136	109	145	181	95	1983	
–17	–27	0	2	0	5	0	–19	–18	–12	2	–3	–21	0	–108	
160	179	110	105	112	151	136	118	172	124	111	142	160	95	1875	

ELSASSER-diagram, the second equation can be used to ascertain the factor k. It is 0.088, somewhat greater than in middle latitudes, due to the prevalence of inversions. Evaluation of the two equations with the actual meteorological data shows that during clear and overcast conditions they render an atmospheric radiation which is low by 17 and 3%, respectively. Under the assumption of a linear variation of this correction, daily sums of atmospheric radiation have been computed with the above formulae for the period from 10 to 23 July, 1957. The results are given in Table 5, together with the daily sums of global radiation ($S + D$), net short-wave radiation (NR_S) as well as mean daily cloud amounts ($\bar{N}$), air temperature (T), and vapour pressure ($\bar{e}$). In computing the total net radiation the long-wave radiation of the melting ice surface was taken to be 660 cal/cm² day. The sum of net radiation over the entire period (NR) is 1975 cal/cm². This amount of energy is sufficient

to melt 25.8 cm of pure ice. The actually observed amount of ablation was only 12.3 cm. This apparent discrepancy will be investigated in the following.

3.3. Sensible and Latent Heat

As mentioned in the previous chapter, the mean values of temperature and vapour pressure between 10 and 23 July, 1957, were close to the melting point of ice and to saturation at 0° C, respectively. It can a priori be assumed that the corresponding fluxes of heat and vapour will also be small. For the present purpose, an approximate calculation may suffice.

The mean wind velocity in July, 1957, at a height of 160 cm was 4.0 m/sec. Assuming a roughness parameter of $z_0 = 0.1$ cm and using PRANDTL's relation

$$\bar{u}_z = 5{,}75 \cdot u_* \cdot \log \frac{z - z_0}{z_0}$$

the friction velocity u_* becomes 21.7 cm/sec, and the eddy diffusivity $K_{160} = \varrho\, u^* \varkappa\, (z + z_0) = 1{,}8$ or $K_{100} = 1.0$ g/cm sec. If temperature and vapour pressure follow a logarithmic distribution

$$T_z = T_0 + k_T \ln \frac{z + z_0}{z_0}, \quad e_z = e_0 + k_e \ln \frac{z + z_0}{z_0},$$

the mean vertical fluxes of sensible and latent heat

$$Q_S = 0.24\, K \frac{dT}{dz} \cdot t \quad \text{and} \quad Q_L = 600 \cdot K \cdot \frac{0.623}{p} \cdot \frac{de}{dz} \cdot t \ \text{[cal/cm}^2\text{]}$$

attain the following magnitude: $Q_S = 8.6$ cal/cm^{2}day
$Q_L = -10.8$ cal/cm^{2}day.

This means that the supply of sensible heat by dynamic convection is approximately compensated by the loss of heat by evaporation. Both amounts of heat are smaller by one order of magnitude than net radiation. Although this result represents only a rough estimate it cannot greatly deviate from the true values. If one chooses, instead of $z_0 = 0.1$, other values within the range of experience on glaciers [*19, 32*] viz. $z_0 = 0.3$ and $z_0 = 0.05$, K_{160} becomes 2.1 and 1.65, respectively. The fluxes of heat become greater by 14% or smaller by 9% which amount to only a few calories per day. The error in the calculation of K introduced by neglecting stability should be even smaller.

In an investigation of the heat budget of arctic pack-ice based upon observations by the Soviet Drifting Station NP-II YAKOVLEV [*37*] comes to the conclusion that from May to August the very large amount of 5700 cal/cm^2 was lost by evaporation. The period of melting at NP-II lasted from about 10 July to 20 August, 1950 [*36*]. During a great part of that period the mean vapour pressure was close to the values observed

at Drifting Station A. In the available condensed version [*37*] of YAKOVLEV's original publication the methods used in calculating the heat budget are, unfortunately, not communicated. It is, therefore, at present not possible to investigate the cause of the great difference in our findings. A possible explanation is offered in the following chapter.

3.4. Internal Melting, "Heat Reserve"

The ice of glacier tongues is normally contaminated to some degree by debris and cryokonite. In that case, the error committed by allocating the entire absorption of short-wave radiation to the surface is comparatively small. In the case of sea ice the amount of energy penetrating below the surface cannot be neglected.

The mean vertical distribution of the salinity of old sea ice according to SCHWARZACHER [*29*] is shown in Fig. 10, curve *S*. It is generally assumed that the brine is always in phase equilibrium with the surrounding ice so that the salt concentration in the cavities is a function of temperature alone. The calculation of the conduction of heat is complicated by the fact that thermal conductivity, specific heat, and density are functions of salinity and temperature. Our basic knowledge of the physical constants of sea ice is due to MALMGREN [*25*]. Important progress has been made by the recent work of WEEKS, ANDERSON, and ASSUR [*3, 35, 2, 5*].

Of particular importance in the present considerations is the specific heat of sea ice, c_s. It is composed of the specific heat of pure ice increased by the heat required for melting a certain amount of ice to lower the brine concentration. The values of c_s given by MALMGREN can be represented with good approximation by an analytical expression

$$c_s = c + \beta \frac{S}{T^2} \quad [\text{cal/g } {}^0\text{C}], \tag{3}$$

c being the specific heat of pure ice (0.5), S the salinity of the ice in $^0/_{00}$, T the temperature in negative degrees Celsius, and β a constant = 4.1. The heat Q required to raise the temperature of 1 cm^3 of ice is

$$dQ = c \cdot \rho \cdot dT. \tag{4}$$

By introducing (3) in (4) and integrating over the temperature interval $T_2 - T_1$ we obtain, under the assumption of constant salinity and density

$$Q = c \cdot \rho \, (T_2 - T_1) + \rho \cdot \beta \left(\frac{S}{T_1} - \frac{S}{T_2} \right)$$

or in a more practical form

$$Q = \rho \, \Delta T \left(0.5 + \frac{4.1 \, S}{T_1 \, T_2} \right) \tag{5}$$

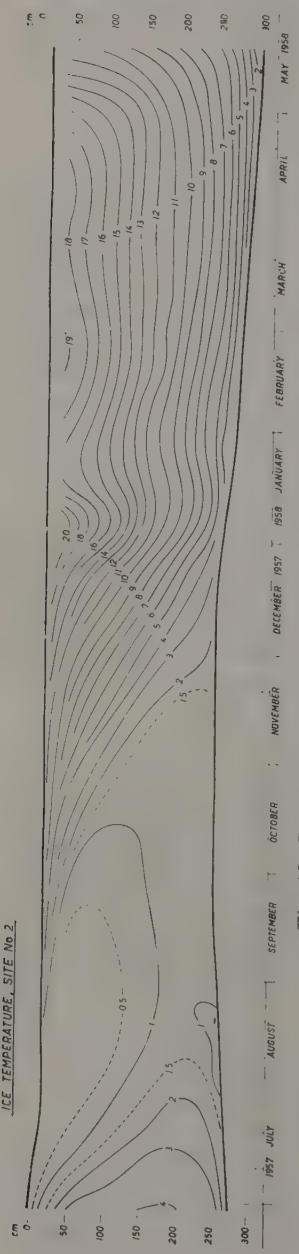


Fig. 10. Isopleths of ice temperature, Station 1, site No. 2

Fig. 10 shows the variation of ice temperature from July, 1957, to May, 1958, at Station 1. The vertical profiles of temperature at the beginning and end of the period whose heat budget is considered are given as curves T in Fig. 11. Between 10 and 23 July, 1957, the average heating was 0.8° C. At both dates, the level of minimum temperature is about 220 cm below the surface. Conduction from deeper levels does not contribute to the heating of the ice above that level. Curves T and S in Fig. 11 provide the necessary data for an evaluation of eq. (5). The energy required for the observed rise of temperature from 10 to 23 July, 1957, was computed for layers of 10 cm thickness between the surface and a depth of 220 cm. The result is presented as curve E in Fig. 11. Summation of this curve, beginning at the level of minimum temperature upwards to a level 10 cm below the surface renders a total of 700 cal/cm². 12 cm of ice were melted at the surface, and it is likely that a certain amount of brine drained from the porous upper layer. Therefore, the present calculation must be inaccurate at shallow depths. Apart from the energy used for surficial ablation, the energy consumed for internal melting and heating was drawn from the positive radiation balance as observed at the surface.

In this connection it seems of interest to estimate the entire amount of latent heat stored in the ice at the time of maximum temperature. At the end of August the total brine volume in 300 cm thick ice is 32.9 cm³/cm². By the time of minimum temperature in March (Fig. 10) it is reduced to 3.4 cm³/cm², whereby 2400 cal/cm² of latent heat are released. Another 600 cal/cm² of latent heat are stored in the meltwater ponds, and 1700 cal/cm² must be extracted from the ice to lower its temperature from August to March. The heat reserve of an ice sheet of 300 cm thickness in August, with

reference to its temperature in March, is then 4700 cal/cm² (Table 7). This amount is about three times as great as the one given by YAKOVLEV [37].

3.4.1. Extinction of Solar Radiation

It is evident that the comparatively large amount of energy of 700 cal/cm² which reached the deeper levels between 10 and 23 July could not do so by conduction alone. With a thermal conductivity of the ice of 0.0045 [CGS] the heat flux by conduction becomes of the order of 70 cal/cm² in 14 days. It is further seen from curves T in Fig. 11

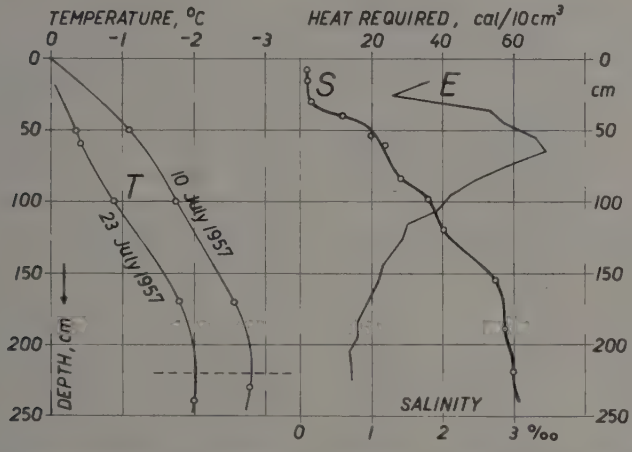


Fig. 11. The distribution of energy (E) required to raise the temperature (T) of ice with a given salinity (S) is used to compute the extinction coefficient for short wave radiation (see Table 6)

that, at depths between 50 and 150 cm, the temperature gradients and therefore the heat fluxes by conduction on 10 and 23 July were approximately the same which means that conduction did not contribute to the heating of this layer. Under these circumstances it seems justified to ascribe the heating of this layer entirely to the absorption of short-wave solar radiation. In any case, the error by neglecting the effect of conduction will be small. From the ratio of the amounts of energy transmitted through each 10-cm-layer the coefficient of extinction may be computed. The results (Table 6) are surprisingly similar to the ones obtained by AMBACH [1] by direct measurements on glacier ice. For depths > 15 cm AMBACH finds a mean value of 0.018 cm^{-1} while the present indirect method leads to an average extinction coefficient between 50 and 150 cm depth of 0.015 cm^{-1}. In view of the apparently great importance of penetrating radiation for the total heat budget, more accurate measurements, under inclusion of selective absorption,

are desirable. If absorption at deeper levels does not differ greatly from the one in the intermediate layer, the amount of energy penetrating an old ice floe of 3 m thickness (without snow cover) in July would be of the order of 1 cal/cm² per day.

3.5. Components of the Heat Budget

The total heat budget during the period 10 to 23 July, 1957, is summarized in Table 7. Approximately 0.5 cm of solid precipitation fell during that time. If this amount is added to the observed 11 cm of surface ablation (water equivalent) the difference between observed and computed ablation becomes 19%. The limited accuracy of ablation measurement as well as small variations in the distribution of salinity may easily account for such a difference.

Table 6. *Absorption of Short-wave Radiation by Sea Ice, as Computed from the Energy Required for an Observed Increase of Temperature and Brine Volume (see Fig. 11)*

Depth cm	Energy 10-23 July, 1957 cal/cm²	Extinction coefficient 10^{-3} cm^{-1}
surface	1844	..
10	685	..
20	650	..
30	625	..
40	576	..
50	522	14
60	457	15
70	390	16
80	334	15
90	288	15
100	247	16
110	211	14
120	184	13
130	161	15
140	138	18
150	116	..
160	96	..
170	77	..
180	59	..
190	43	..
200	28	..
210	14	..

In accordance with the results of YAKOVLEV [*37*], although to an even higher degree, solar radiation is shown to be the dominating factor in the ablation of ice during the summer. The smallness of the convective heat fluxes is undoubtedly caused by the fact that, along the great distance between the station and the nearest coast, heat and water vapour of the warm continental air have been given off to the ice. The remaining gradients of temperature and vapour pressure are too small to render appreciable fluxes. The warm air at higher levels manifests itself primarily by the high degree of cloudiness and its influence on radiation. During overcast conditions in summer practically the entire short-wave radiative energy received at the surface is available for ablation. Under clear conditions the drop of atmospheric radiation may, even in July, result in a negative total heat balance (freezing). Evaporation between 10 and 23 July, 1957, was very small (154 cal/cm²). Its contribution to ablation was less than 0.3 mm. The same goes for ablation by rain [*19*]. It seems important to note (Table 7) that 38% of the positive heat budget are

transformed in the interior of the ice and contribute to the build-up of the great heat reserve previously discussed.

In a study of radiation data from the ice island T-3 in the Arctic ocean (1953: 85° N, 90° W) FRITZ [*14*] points out difficulties in reconciling the high values of net radiation with the fact that practically no surface ablation was observed. The short-wave net radiation in July, 1953, was about 100 cal/cm² day. According to FRITZ, 15% of this energy were used to heat the ice, and the rest was supposedly removed by convection. FRITZ bases his explanation on the fact that the top of the cloud

Table 7. *Energy Balance of the Ice During Maximum Melting Conditions, and Total Heat Reserve of the Ice Sheet*

10—23 July, 1957, cal/cm²		mean, cal/cm² day
net radiation: short-wave	+ 1983	+142
net radiation: long-wave	— 108	— 8
sensible heat	+ 120	+ 9
latent heat	— 151	— 11
total	+ 1844	From this, the following amounts are used for:
surface ablation	1144	= 62%
heating and internal melting	700	= 38%

Heat reserve in August, with reference to the ice temperature in March, in cal/cm² (ice thickness ~ 300 cm).		
	ponds	600
	brine	2400
	cooling	1700
	total:	4700

cover continually gives off heat by long-wave radiation. This he assumes to result in super-adiabatic lapse rates at lower levels and a corresponding upward transport of heat. Indeed, the radiosonde observations from T-3 [*6*] frequently showed such lapse rates in the lowest 100 m of the atmosphere. In the previous year (July, 1952) this was, however, not the case [*6*]. At Drifting Station A, too, only few such observations were recorded. Above the shallow layer with unstable lapse rates there was in all cases an almost isothermal zone of 1000 m thickness [*6*] in which the convective heat flux must have been downwards. The loss of heat from the cloud top can, therefore, not be compensated from below. In view of the high percentage of radiation penetrating clean ice it seems possible that, during July, 1953, a good part of the net short-wave radiation on T-3 only increased the porosity of the ice and was not realized as surface ablation. The shorter the period of ice ablation the more likely becomes an effect of that nature. However, according to CRARY [*11*] an appreciable amount of ice ablation in summer seems to be the rule on T-3.

4. Yearly Totals of Heat. Comparisons

The present data may be used for an estimate of the yearly turnover of heat in the Arctic pack ice. Unfortunately, no measurements of the turbulent flow of heat in the ocean could be made at Drifting Station A. According to YAKOVLEV [37], the ice receives an amount of 5.5 kcal/cm² year from below, 0.9 from May to August, and 4.6 from September to April. From the data of the Soviet Drifting Station NP-II the following energy budget for the months May–August was derived [37]:

Net radiation	+ 11.0 kcal/cm²
Latent heat.....	— 5.7
Sensible heat.....	— 2.2
Heat of melting.....	— 2.9
Heat reserve of the ice ...	— 1.5
Heat flow from the ocean.	+ 0.9

The total of heat received at the upper and lower surface was 11.9 kcal/cm². It compensates for the heat loss by evaporation and convection and provides the energy for ablation and the build-up of the heat reserve. The atmosphere looses 3.1 and the ocean 0.9 kcal/cm² in the process. The conspicuous features of this energy budget are the very large amount of evaporation and the small amount of the heat reserve. The smallness of the latter (1.5 kcal/cm²) suggests that it may have been computed with the specific heat of pure ice, and that internal melting has not been allowed for. Since YAKOVLEV determined evaporation as a residual value its overestimation seems to be caused by an underestimation of the heat reserve. The ice temperatures at Station A were well within the range of previous observations [36], and the maximum total brine volume (end of August) as calculated from temperature and salinity is supported by the direct observations of SCHWARZACHER [29]. The value of the heat reserve given in chapter 3.4 should, therefore, be essentially correct. If we introduce our value of 4.7 kcal/cm² in YAKOVLEV's energy budget and deduct the increase of 3.2 kcal/cm² from evaporation, the latter becomes 3.8 kcal/cm² from May to August or, on an average, 31 cal/cm²day, a much more probable value.

It is, at present, not possible to give a detailed analysis of the atmospheric and solar components of the heat budget at Drifting Station A. However, from the observation of the mass budget, ice temperature, and salinity a cumulative heat budget can be obtained. Its constituents are denoted as follows:

S = heat for melting of snow cover,
A_s = heat for run-off part of surface ice ablation,
A_b = heat for bottom ablation,
R = heat reserve of the ice sheet, as defined in Table 7,
B = heat released by bottom accretion,
Q_w = total heat drawn from solar and atmospheric sources during the "warm" season, May–August,
Q_c = total heat given off to the atmosphere during the "cold" season, September–April,

q_w = heat drawn from the ocean during the warm season,
q_c = heat drawn from the ocean during the cold season.

It must be emphasized that the division of the year in a period with a positive and one with a negative heat budget of the ice surface is only a crude approximation. During the warm season the ice sheet receives heat from both sides. Its cumulative heat budget can be written

$$S + A_s + A_b + R = Q_w + q_w. \tag{6}$$

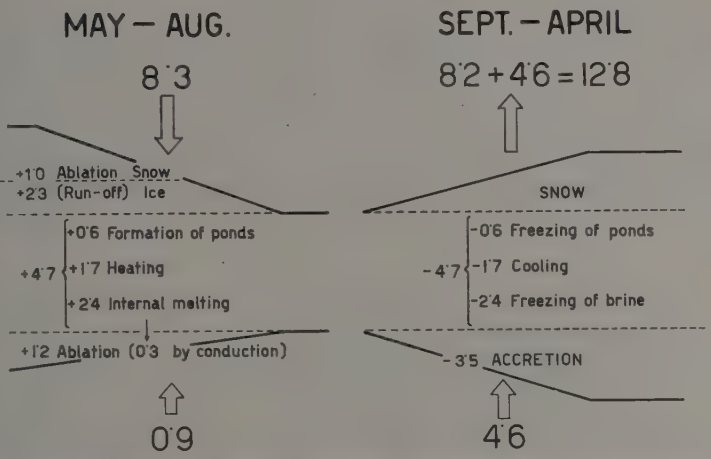


Fig. 12. Totals of heat exchange at the boundaries and in the interior of the ice, in kcal/cm²

During the cold season it receives heat at the lower and looses heat at the upper surface. The total upward heat flow is

$$R + B + q_c = Q_c. \tag{7}$$

The condition of stationary ice thickness is

$$A_s + A_b = B. \tag{8}$$

By combination of eqs. (6), (7), and (8) it is seen that

$$q_w + q_c - S = Q_c - Q_w. \tag{9}$$

The deposition of snow on the ice is an increase of mass which is not associated with a transformation of heat at the earth's surface. Eq. (9) shows that the net annual amount of heat provided to the atmosphere is equal to the upward heat flux in the ocean less the heat required for melting of the snow cover.

Average values of S, A_s, A_b, and R are known from the observations previously discussed. Using the values for the heat flux in the ocean given by YAKOVLEV, a cumulative heat budget as presented in Fig. 12

is obtained. The temperature at the ice-ocean interface is normally — 1.7° C. During a short time in late summer the heat flux by conduction in the ice downward at all levels (see Fig. 11). An estimated amount of 0.3 kcal/cm² reaches the lower surface and causes, together with the upward heat flux in the ocean, bottom ablation [*22*]. Its observed amount seems to substantiate Yakovlev's value of the summer heat flux in the ocean. A new instrument ("turbulimeter") described by Kolesnikov et al. [*23*] should be particularly effective in measuring turbulent heat flow in the ocean.

According to Fig. 12 the ice receives during the warm season 8.3 kcal/cm² from solar and atmospheric sources. A total of 12.8 kcal/cm² is returned during the cold season. In the course of a year the atmosphere in the Central Arctic receives 4.5 kcal/cm² which originate from oceanic advection. Further evaluation of the data obtained at Drifting Station A should provide a more detailed understanding of the solar and atmospheric components of the heat budget and their relative importance, as well as clues to the possible effect of climatic variations on the maintenance of the ice cover.

Acknowledgements

I am indebted to the late Dr. R. C. Hubley who initially coordinated the scientific program for Drifting Station A. My particular thanks are due to Dr. P. E. Church, Executive Officer, Department of Meteorology and Climatology, University of Washington, and his staff for encouragement and support during all phases of our program. The untiring collaboration and companionship of Mr. A. Hanson and Mr. W. Campbell, field assistants at Drifting Station A, deserves special credit. The unselfish co-operation and help received from many civilian and military personnel at the station as well as Point Barrow and Fairbanks is acknowledged with gratitude. The 3-hourly synoptic observations and the aerological data used in this paper were put at our disposal by the US Weather Bureau. We are indebted to the Geophysics Research Directorate, AFCRC, Cambridge, Mass., for the communication of their navigation data. Dr. F. I. Badgley has kindly helped with the translation of the manuscript.

References

1. Ambach, W., und H. Mocker: Messungen der Strahlungsextinktion mittels eines kugelförmigen Empfängers in der oberflächennahen Eisschicht eines Gletschers und im Altschnee. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **10**, 84—99 (1959).
2. Anderson, D. L.: A Model for Determining Sea Ice Properties. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 148–152, Washington, D. C. (1958).
3. Anderson, D. L., and W. F. Weeks: A Theoretical Analysis of Sea Ice Strength. Trans. Amer. Geoph. Union **39**, 632–640 (1958).
4. Armstrong, T.: The Russians in the Arctic, 182 p. London, 1958.

5. Assur, A.: Composition of Sea Ice and its Tensile Strength. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 106–138, Washington, D. C. (1958).
6. Belmont, A. D.: Upper Air Temperatures, 1952–1954. (Sci. Studies at Fletcher's Ice Island, T-3, 1952–1955, Vol. 2, 11–41.) Geoph. Res. Papers No. 63, GRD, Cambridge, Mass. (1959).
7. Bener, P.: Untersuchung über die Wirkungsweise des Solarigraphen Moll-Gorczynski. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **2**, 188—249 (1950).
8. Bochow, H., W. Höhne und A. Raeuber: Über die Bestimmung der für einen repräsentativen Mittelwert notwendigen Anzahl von Einzelwerten. Angew. Met. **3**, 170—173 (1958).
9. Browne, I. M., and A. P. Crary: The Movement of Ice in the Arctic Ocean. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 191—207, Washington, D. C. (1958).
10. Cherpanow, N. W.: Opredeleniye vozrasta dreyfuyushchik l'dov metodom kristalloopticheskego issledovaniya. Problemy Arktike **2**, 179 — 184 (1957).
11. Crary, A. P.: Arctic Ice Island Research. Advances in Geoph. **3**, 1–41 (1956).
12. Devik, O.: Ein Registrierinstrument zur Messung der Ablation. Kongl. Norske Vid. Selskab, Forh. **2**, 112—114 (1929).
13. English, T. S.: Persönliche Mitteilung.
14. Fritz, S.: Solar Radiation Measurements in the Arctic Ocean. (Sci. Studies at Fletcher's Ice Island, T-3, 1952–1955, Vol. 2, 7–10.) Geoph. Res. Papers No. 63, GRD, Cambridge, Mass. (1959).
15. Gordienko, P.: Arctic Ice Drift. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 210–222, Washington, D. C. (1958).
16. Haltiner, G. J., and F. L. Martin: Dynamical and Physical Meteorology, p. 116. New York, 1957.
17. Hann, J., und R. Süring: Lehrbuch der Meteorologie, 5. Aufl., p. 72. Leipzig, 1939.
18. Hisdal, V.: The Diurnal Temperature Variation during the Polar Night. Quart. J. Roy. Met. Soc. **86**, 104–106 (1960).
19. Hoinkes, H., und N. Untersteiner: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. Geogr. Ann. **34**, 99—158 (1952).
20. Hoinkes, H.: Studies of Solar and Net Radiation in the Antarctic, 1957/58. IAMAP, Radiation Symposium, Oxford (1959).
21. Hunkins, K. L.: Persönliche Mitteilung.
22. Kolesnikov, A. G.: On the Growth Rate of Sea Ice. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 157–160, Washington, D. C. (1958).
23. Kolesnikov, A. G., N. A. Pantelejev, J. G. Pirkin, W. P. Petrov und W. N. Ivanov: Apparatura i metodika registrazii turbulentnich mikropulsazii temperaturi i skorosti tetsdenia v morje. Isvestija Akad. Nauk SSSR, Ser. Geof. **3**, 405—413 (1958).
24. Laktionov, A. F.: Recent Soviet Investigations in the Pole Regions. Sea Transport Publishing, 347–426, Moscow (1955). Trans. Air Univ. Doc. Res. Study, Maxwell AFB (1956).
25. Malmgren, F.: On the Properties of Sea Ice. The Norw. Polar Exped. "Maud", Sci. Res. **1 a**, No. 5, 1–67 (1933).
26. Model, F.: Wärmeumsatz zwischen Meer und Atmosphäre im atlantischen Südpolarmeer und im Nordpolarmeer. Ann. Meteor. **7**, 64—66 (1955/56).

27. MÖLLER, F.: Die Wärmebilanz der freien Atmosphäre im Januar. Met. Rdsch. **3**, 97—108 (1950).
28. PETROV, I. G.: Physical-Mechanical Properties and Thickness of the Sea Ice Cover. Materialy nauchno-issledovatel'skoi dreyfuyushchei stantsii 1950/51 goda, Sect. 6, Art. 3, 310 p., Leningrad, Izd. "Morskoi Transport" 1954–55. (Transl. Amer. Met. Soc., ASTIA Doc. No. AD 117137.)
29. SCHWARZACHER, W.: Pack-Ice Studies in the Arctic Ocean. J. Geoph. Res. **64**, 2357–2367 (1959).
30. SCHULZE, R.: Über ein Strahlungsmeßgerät mit ultrarotdurchlässiger Windschutzhaube. . . . Geof. Pura e Appl. **24**, 107—114 (1953).
31. SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON and R. H. FLEMING: The Oceans, p. 656. New York, 1942.
32. UNTERSTEINER, N.: Glazial-meteorologische Untersuchungen im Karakorum, II. Wärmehaushalt. Arch. Met. Geoph. Biokl., B, **8**, 137—171 (1957).
33. UNTERSTEINER, N., and F. I. BADGLEY: Preliminary Results of Thermal Budget Studies on Arctic Pack Ice during Summer and Autumn. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 85–95, Washington, D. C. (1958).
34. UNTERSTEINER, N.: Drifting Station A, eine schwimmende Station im Packeis des Nordpolarmeeres. Umschau **13**, 385—389 (1959).
35. WEEKS, W. F.: The Structure of Sea Ice: A Progress Report. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, Washington, D. C. (1958).
36. YAKOVLEV, G. N.: The Thermal Regime of the Ice Cover. Materialy nauchno-issledovatel'skoi dreyfuyushchei stantsii 1950/51 goda, Sect. 7, Art. 4, 350 p., Leningrad, Izd. "Morskoi Transport" 1954–55. (Transl. Amer. Met. Soc., ASTIA Doc. No. AD 117138.)
37. YAKOVLEV, G. N.: Solar Radiation as the Chief Component of the Heat Balance of the Arctic Sea. Proc. Arctic Sea Ice Conf., Nat. Acad. Sci. Publ. No. 598, 181–184, Washington, D. C. (1958).
38. ZINGG, TH.: Die Bestimmung der Schneehöhenverteilung auf photogrammetrischem Wege. UGGI, Ass. Gén. Rome 1954, Compt. Rend. Comm. Neiges et Gl. **4**, 33–37 (1956).

551.557.2

(Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck)

Analyse dreier Forschungsflüge des „Project Jet Stream“[1]

Von

E. R. Reiter, H. Lang, R. Mook und **G. Wendler**

Mit 24 Textabbildungen

Zusammenfassung. Aus detaillierten Analysen der „Project Jet Stream“-Flüge Nr. 9 (10. Januar 1957), Nr. 12 (18. Januar 1957) und Nr. 19 (16. Februar 1957) können einige interessante Schlußfolgerungen auf die Feinstruktur der Atmosphäre im Bereich von Strahlströmen gezogen werden. Aus den Analysen der potentiellen Temperatur geht eine blättrige Struktur der Troposphäre unterhalb und rechts des Strahlstromkernes deutlich hervor. Flug Nr. 9 zeigt die Bildung stehender Leewellen mit maximalen Amplituden im Bereich stabiler Zonen. Flug Nr. 12 läßt besonders gut die lang anhaltende Erhaltungstendenz der mesostrukturellen Temperatur- und Geschwindigkeitsschwankungen erkennen, während bei der Analyse des Fluges Nr. 19 ein Verlagerungsmechanismus festzustellen war, der eine Verschiebung des Strahlstromkernes gegen höhere Niveaus hin zu bewirken scheint.

Summary. From detailed analyses of "Project Jet Stream" Flights No. 9 (10 January 1957), No. 12 (18 January 1957) and No. 19 (16 February 1957) several interesting conclusions may be drawn as to the detailed structure of the atmosphere near jet streams. The "leaf-like" structure of the troposphere below and to the right of the jet-stream core can be seen from the analyses of potential temperature. Flight No. 9 shows the formation of standing lee-waves with maximum amplitudes within stable layers. Flight No. 12 gives an exceptionally good account of the long-lasting conservation of meso-scalar fluctuations in temperature and wind speed. Flight No. 19 reveals a mechanism of progression of the jet core, which enables the jet axis to proceed towards higher levels.

Résumé. L'analyse détaillée de trois vols effectués dans le cadre du "Project Jet Stream" 1957 permet de tirer quelques conclusions intéressantes relatives à la structure fine de l'atmosphère dans le domaine du

[1] Die hier vorgelegten Analysen wurden unter Anleitung von Dozent Dr. E. R. Reiter in einem Seminar über „Meteorologische Analyse“ angefertigt.

jet. La température potentielle fait apparaître une structure feuilletée de la troposphère sous le jet et à sa droite. Le vol No 9 montre la formation d'ondes stationnaires à amplitude maximum dans le domaine de zones stables. Le vol No 12 met en évidence la persistance de variations de température et de vitesse à l'échelle moyenne, tandis que le vol No 19 décèle un mécanisme tendant à déplacer l'axe du jet vers le haut.

1. Einleitung

In einigen früheren Veröffentlichungen konnte bereits auf die Mannigfaltigkeit der atmosphärischen Feinstruktur hingewiesen werden, die aus den Forschungsflügen des „Project Jet Stream" offenbar wird (Reiter [*10, 11, 12*]). Bei diesen Flügen wurde etwa alle 30 sec ein Meßpunkt gewonnen, bei dem unter anderem die Druckhöhe (pressure altitude), die Staupunkts- und Vortextemperatur (diesem Bericht wurde letztere allein zugrunde gelegt), die Windrichtung und -geschwindigkeit, die Flugzeugneigung (pitch) und die relative Fluggeschwindigkeit (true air speed) angegeben wurden. Letztere beträgt etwa 400 bis 450 Knoten, so daß etwa alle 6,6 km mit einem Meßwert gerechnet werden kann.

Schalten wir kleine Schwankungen in den Meßwerten, deren „Trends" weniger als drei aufeinanderfolgende Meßpunkte umfassen, als mögliche Fehlanzeigen der Instrumente aus, so bleibt die Struktur der Atmosphäre in der Horizontalen immer noch bis zu einer Skalengröße von etwa 20 km bestimmbar. Schwankungen der Größenordnung 10^4 bis 10^5 m bezeichnen wir als „Mesostruktur" des Strahlstromes (Reiter [*13*]). Man kann sie durch einen zweiten Glättungsprozeß eliminieren und erhält daraufhin die quasi-laminare „Grundströmung" bzw. den „Grundzustand" der Atmosphäre, der durch die folgenden Analysen ausgedrückt ist, und dem nun die mesostrukturellen Schwankungen als Perturbationen überlagert erscheinen. Über diese Glättungsmethoden wurde an anderer Stelle bereits ausführlich berichtet (Reiter [*10*]).

Bei zwei der im folgenden behandelten Flüge, Nr. 12 und Nr. 19, war das Windgeschwindigkeitsfeld bereits von Brundidge [*2*] analysiert worden. Da durch die hier angewendete Glättungsmethode offensichtlich eine etwas andere Auffassung der Makro- und Mesostruktur der betreffenden Strahlströme entstand, sollen die Isotachenanalysen hier nochmals gezeigt werden. Zum Unterschied von den amerikanischen Auswertungen wurden in den Analysen der Querschnitte statt der aktuellen die potentiellen Temperaturen verwendet. Diese wurden durch Zuhilfe-

---

Abb. 1. Flug Nr. 19, 16. Februar 1957. Isotachen (Knoten) der doppelt geglätteten Windgeschwindigkeit unter Ausschluß der Niveaus 1, 9 und 10. Die Flugabschnitte sind am linken Rand der Abbildung durch die Zahlen in Kreisen gekennzeichnet. Die kleinen Zahlen am Beginn und Ende jedes Flugabschnittes geben die Zeit (GCT) an. Dick strichliert: Jet-Achse. Die Mesostruktur der Windgeschwindigkeit ist durch schraffierte Flächen gegeben, deren Amplituden in bezug auf die Flugstrecken (strichlierte Linien) abzulesen sind

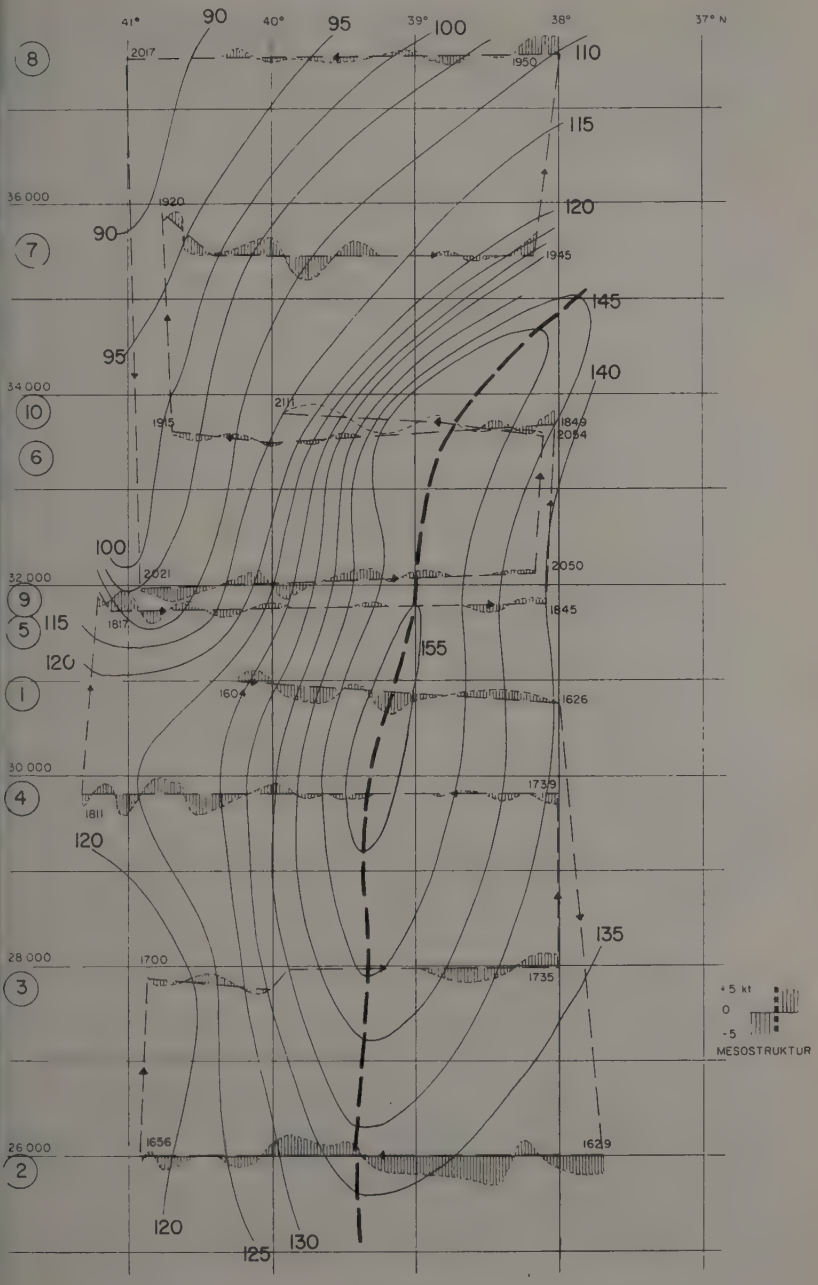

41°
40°
39°
38°
37° N
36 000
34 000
32 000
30 000
28 000
26 000
8
7
10
6
9
5
1
4
3
2
90
95
100
110
115
120
145
140
155
135
125
130
2017
1950
1920
1945
2111
1945
1849
2054
2021
2050
1817
1845
1604
1626
1811
1739
1700
1735
1656
1629
+5 kt
0
-5
MESOSTRUKTUR

Abb. 1

nahme von Bellamys [*1*] Pastagramm aus Temperaturen und Druckhöhenangaben berechnet. Sie vermitteln ein etwas anschaulicheres Bild über den Aufbau der Atmosphäre, als dies die aktuellen Temperaturen vermögen.

2. Flug Nr. 19 am 16. Februar 1957

Flug Nr. 19 startete am 16. Februar 1957 um 15.00 GCT vom Wright Patterson Flugstützpunkt in Ohio. Die Flugroute führte von hier annähernd in Nord-Süd-Richtung. In einem zickzackförmig angelegten Flugplan wurde ein Querschnitt in der Höhe von 25.000 bis 37.000 Fuß zwischen 38° N und 41° N durch den Strahlstrom gelegt. Eine vorläufige Auswertung der Wind- und Temperaturmessungen dieses Fluges war von Brundidge [*2*] und Brundidge und Goldman [*3*] veröffentlicht worden.

Nach den an anderer Stelle beschriebenen Glättungsmethoden (Reiter [*10*]) wurde dieser Flug nochmals einer eingehenden Analyse unterzogen, die zu einer etwas verschiedenen Interpretation der Ergebnisse führte. Es sollen daher hier auch die Geschwindigkeits- und Temperaturanalyse wiedergegeben werden, obwohl erstere bereits in den zitierten Berichten von Brundidge zu finden ist.

a) Die Wetterlage

Auf eine Wiedergabe der Höhen- und Bodenwetterkarte kann hier unter Hinweis auf die Analysen von Brundidge verzichtet werden.

Flug Nr. 19 verlief im Bereich eines intensiven Höhentroges, der am Boden von einer okkludierten Zyklone im Gebiet der Großen Seen begleitet war. Höhenwindanalysen zeigen eine Aufspaltung des Strahlstromes in zwei Äste: einen nördlichen, der vom Flug Nr. 19 angeschnitten wurde und der über einer die ganze Troposphäre durchmessenden baroklinen Zone lag, und einen südlichen, dessen Windmaximum sich in der Nähe des Okklusionspunktes befand. In Anbetracht der baroklinen Zone, die vom Tropopausenniveau bis zum Boden reicht, müßte man den von Flug Nr. 19 durchflogenen Strahlstrom als Polarfrontjet ansprechen.

b) Die Flugmessungen

Abb. 1 enthält die Isotachenanalyse (Knoten) der doppelt geglätteten Windgeschwindigkeit. Dazu ist mit der Flugroute als Basislinie die Mesostruktur der Windgeschwindigkeit als schraffierte Fläche aufgetragen. Die wesentlichen Unterschiede zwischen dieser und der Analyse von Brundidge ergeben sich auf Grund folgender Überlegungen: Wie die Zeitangaben an den einzelnen Flugabschnitten erkennen lassen, bestehen infolge der merkwürdigen Anordnung des Flugplanes zwischen eng benachbarten Flugniveaus Zeitunterschiede von über zwei Stunden. Selbst Brundidge konnte nicht umhin, den Messungen in einigen Niveaus den Vorrang vor anderen einzuräumen, da sich sonst ein sehr verwirrtes Bild vertikaler Scherungsverhältnisse ergeben hätte.

An Stelle einer etwas willkürlichen Auswahl der zu berücksichtigenden Niveaus wurden in der Analyse der Abb. 1 nur die Flugniveaus 2 bis 8 berücksichtigt, also diejenigen, die in gleichmäßigem Zickzack einen Querschnitt durch den Strahlstrom legen. Aus den Messungen resultiert eine sehr gleichmäßige Verteilung der Windgeschwindigkeit, welche die Andeutung einer Aufspaltung des Jetmaximums in zwei übereinander gelegene Kerne enthält. Eine Ausbuchtung des Windgeschwindigkeits-

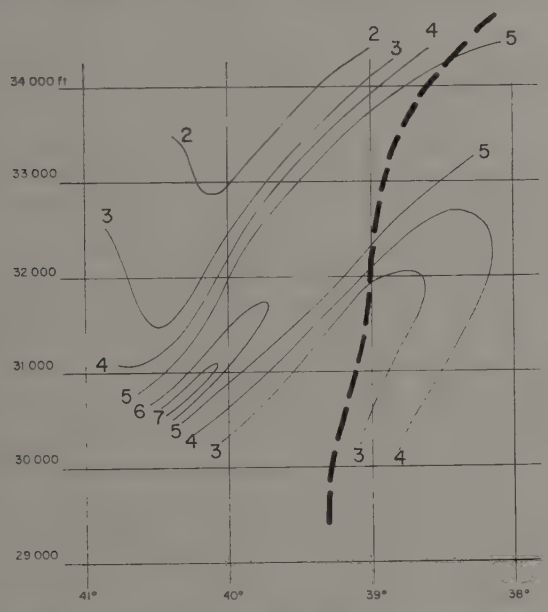


Abb. 2. Verlagerungsgeschwindigkeit (m/sec) der Isotachen des Querschnittes Abb. 1 nach Süden

maximums zur zyklonalen Seite hin ist ebenfalls in der Höhe von etwa 30.000 Fuß angedeutet.

Daß eine derartige Auswahl der Flugniveaus gerechtfertigt ist, geht aus Abb. 2 hervor. Es wurde aus den Windmessungen der verbleibenden Niveaus (1, 9, 10) und der zeitlichen Differenz zu den in der Hauptanalyse (Abb. 1) verwendeten Niveaus die Geschwindigkeit berechnet, mit der sich die Isotachen nach Süden verschieben (Verlagerungsgeschwindigkeit C in Einheiten $m \cdot sec^{-1}$). Die Analyse dieser Verlagerungstendenz weist ein sehr einheitliches Bild auf und läßt den Schluß zu, daß eine solche Betrachtungsweise gerechtfertigt ist.

Aus Abb. 2 lassen sich einige bemerkenswerte Strukturänderungen des Jet Stream entnehmen. So läßt sich z. B. an der Stelle der Strahlstromachse bei 31.000 Fuß Höhe ein Minimum erkennen, während etwa 110 km nörd-

lich davon ein Gebiet maximaler Verlagerungsgeschwindigkeit anzutreffen ist. Daraus geht hervor, daß die zyklonale Scherung unmittelbar zur Linken der Strahlstromachse in diesem Niveau in Verstärkung begriffen ist, während in der in Abb. 1 angedeuteten Ausbuchtung der Isotachen bei 40 bis 41° N und in der Höhe von 30.000 bis 31.000 Fuß eine weitere Verminderung der horizontalen Scherung stattfindet.

Die Strahlstromachse geht außerdem von einem Gebiet minimaler (31.000 Fuß) in ein solches maximaler Verlagerungsgeschwindigkeit (33.000 Fuß) über. Im letzteren Niveau erscheint eine Abnahme der stark ausgeprägten zyklonalen Scherung links der Strahlstromachse angedeutet. Der Übergang der Jet-Achse von $C' = \min$ zu $C' = \max$ ist laut Abb. 2 bei etwa 32.000 Fuß zu erkennen und fällt (siehe Abb. 1) mit dem Niveau zusammen, welches die beiden übereinanderliegenden Strahlstromkerne voneinander trennt. Es ließe sich daraus folgern, daß diese beiden Strahlstromkerne einem gegenläufigen Entwicklungsprozeß in ihren zyklonalen Scherungsverhältnissen unterliegen: Der untere Kern verstärkt seine Scherung, während sie der obere abschwächt.

Es sei hier ausdrücklich betont, daß die in Abb. 2 angegebenen Tendenzen nur einem Zeitraum von etwa 1600 bis 2100 GCT, also etwa 5 Stunden, gerecht werden. Damit ist nicht gesagt, daß diese Tendenz über längere Zeiträume anhalten mußte. Brundidge und Goldman [*2*] stellten fest, daß Strahlströme mit zwei übereinanderliegenden Kernen häufig — besonders im Bereich des Subtropenjet — vorkommen. An Hand der hier angeführten Analysen erhebt sich die Frage, ob diese doppelte Struktur des Strahlstromkernes nicht einen Übergangsmechanismus darstellt, der die Verschiebung des Jet-Kernes in ein anderes Niveau beinhaltet.

Im allgemeinen ist zu erwarten, daß mit Südwärtsverlagerung eines Jet Streams das Niveau maximaler Winde in die Höhe rückt. Aus Abb. 2 läßt sich allerdings nur undeutlich eine Verstärkungstendenz in der Windgeschwindigkeit des oberen Kernes erkennen: bei etwa 34.000 Fuß werden die Isotachen südlich der Jet-Achse rascher nach Süden verfrachtet als die Isotachen nördlich der Achse nachgeschoben werden. Aus kinematischen Überlegungen heraus wäre daher zu erwarten, daß über kurz oder lang im 34.000-Fuß-Niveau eine Isotache mit 155 oder eventuell mit 160 Knoten auftreten würde. Aus denselben Überlegungen heraus müßte sich die Windgeschwindigkeit im unteren Kern allmählich abschwächen.

Es ist also durch vorliegende Flugmessungen ein kontinuierlicher Übergangsmechanismus angedeutet, der den Strahlstromkern gegen höhere Niveaus und gleichzeitig gegen höhere potentielle Temperatur verschiebt. Es zeichnet sich somit ein Verlauf ab, der einen Übergang vom Polarfrontjet in den Subtropenjet im Bereich des nordamerikanischen Höhentroges ermöglicht. Vermutungen in dieser Richtung wurden bereits früher ausgesprochen (Reiter [*10*, *11*]), doch erscheinen sie hier erstmals qualitativ und quantitativ durch Flugmessungen belegt.

Man könnte die Schlußfolgerungen noch weiter treiben und mutmaßen,

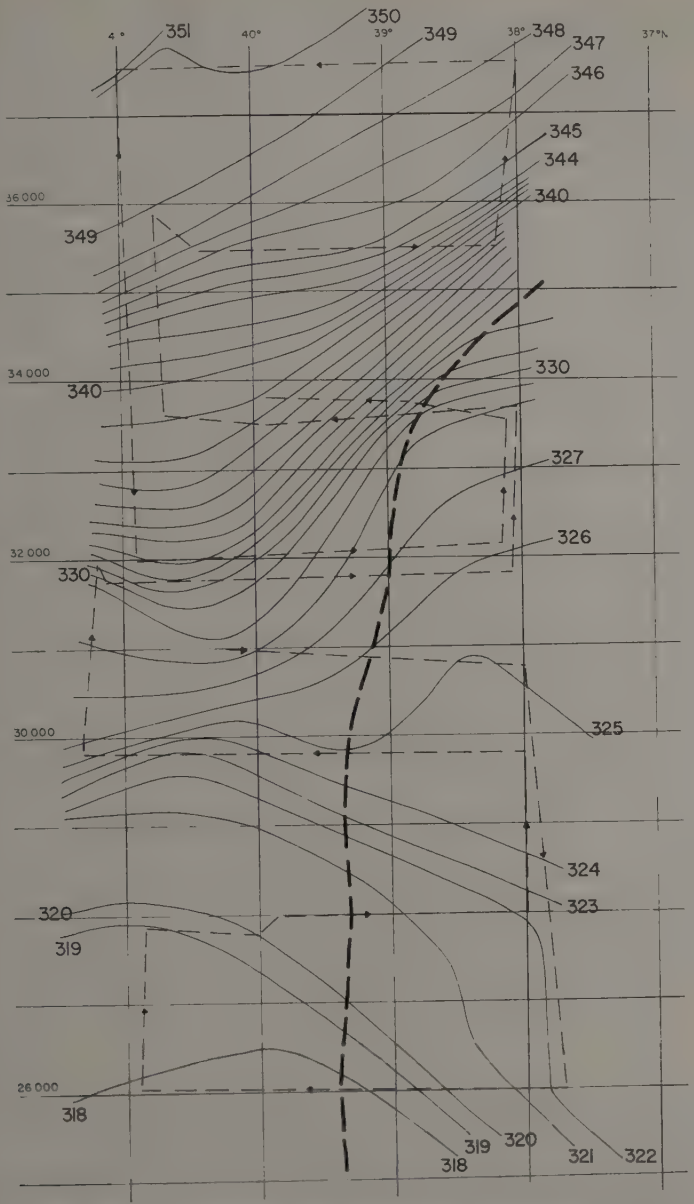


Abb. 3. Flug Nr. 19. Isothermen der potentiellen Temperatur. Flugroute und Jet-Achse wie in Abb. 1

daß die Abschwächung des unteren Strahlstromkernes und die gleichzeitige Verstärkung seiner zyklonalen Scherung in Zusammenhang mit der sich neu bildenden „Jet-Stream-Front" steht (Endlich und McLean [6]).

Abb. 3 (Analyse der potentiellen Temperatur, die mit Hilfe von Bellamys [1] Pastagramm aus der Druckhöhe und der Vortex-Temperatur gewonnen wurde) läßt tatsächlich am unteren Rande dieses Kernes zwischen 29.000 und 30.000 Fuß und 39 bis 40° N eine stabile barokline Zone erkennen, die unter Umständen als Neubildung einer Jet-Stream-Front interpretiert werden könnte, besonders deshalb, da sie sich auf der antizyklonalen Seite rasch zu verlieren scheint. Wie überdies aus Abb. 6 hervorgeht, überwiegt in diesem kleinen Bereich die geostrophische Windscherung die tatsächlich beobachtete, was eventuell als Beweis dafür gedeutet werden kann, daß Wind- und Temperaturfeld in Änderung begriffen sind und sich erst aufeinander einstellen müssen.

Abb. 3 zeigt, wie auch bei anderen Jet-Stream-Flügen (Reiter [11, 12]) eine sehr deutlich ausgeprägte barokline und stabile Zone in der Stratosphäre auf der zyklonalen Seite, dort, wo man aus Radiosondenquerschnitten den sogenannten „Tropopausenbruch" zwischen polarer und subtropischer Tropopause vermuten müßte. Dieser „Bruch" wird offenbar dadurch vorgetäuscht, daß aus den vertikalen Aufstiegskurven schwer zwischen den baroklinen Zonen der Jet-Stream-Front (in Abb. 3 unterhalb 30.000 Fuß Höhe deutlich zu erkennen) und der stratosphärischen Zone „negativer" Baroklinität, die eine Windabnahme mit der Höhe vorschreibt, zu unterscheiden ist. Die in einer Aufstiegskurve auftretenden stabilen Zonen lassen ja noch keinen Schluß auf die Neigung der Isentropenflächen zu. Ein Temperaturquerschnitt, wie er in Abb. 3 gezeigt ist, läßt andererseits selbst im Bereich des Tropopausenbruches deutlich eine Unterscheidung zwischen Strato- und Troposphäre zu, wenn man sich die Definition von Reed und Danielsen [8] zu eigen macht, wonach die Stratosphäre dort beginnt, wo die isentropen Flächen ihren geometrisch höchsten Punkt erreichen und gleichzeitig eine deutliche Änderung im vertikalen Temperaturgradienten in Erscheinung tritt.

Die blättrige Struktur der Troposphäre im Bereich des Strahlstromkernes, auf die bereits an anderer Stelle hingewiesen wurde (Reiter [10, 11, 12]), läßt sich auch an Hand von Abb. 3 deutlich erkennen. Mit Hilfe der thermischen Windgleichung in der Form

$$\Delta u_g = -\frac{g}{f\,\Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial y} \Delta z \qquad (1)$$

läßt sich aus Abb. 3 die geostrophische vertikale Windscherung berechnen, die in Abb. 4 wiedergegeben ist. In der obigen Gleichung bedeutet Δu_g die geostrophische Windänderung über das Höhenintervall Δz und Θ die mittlere potentielle Temperatur des Höhenintervalls. Abb. 5 dagegen enthält die aus Abb. 1 berechnete tatsächliche Windscherung $\Delta V/\Delta z$. Die Abb. 4 und 5 lassen sich unmittelbar miteinander vergleichen, da im

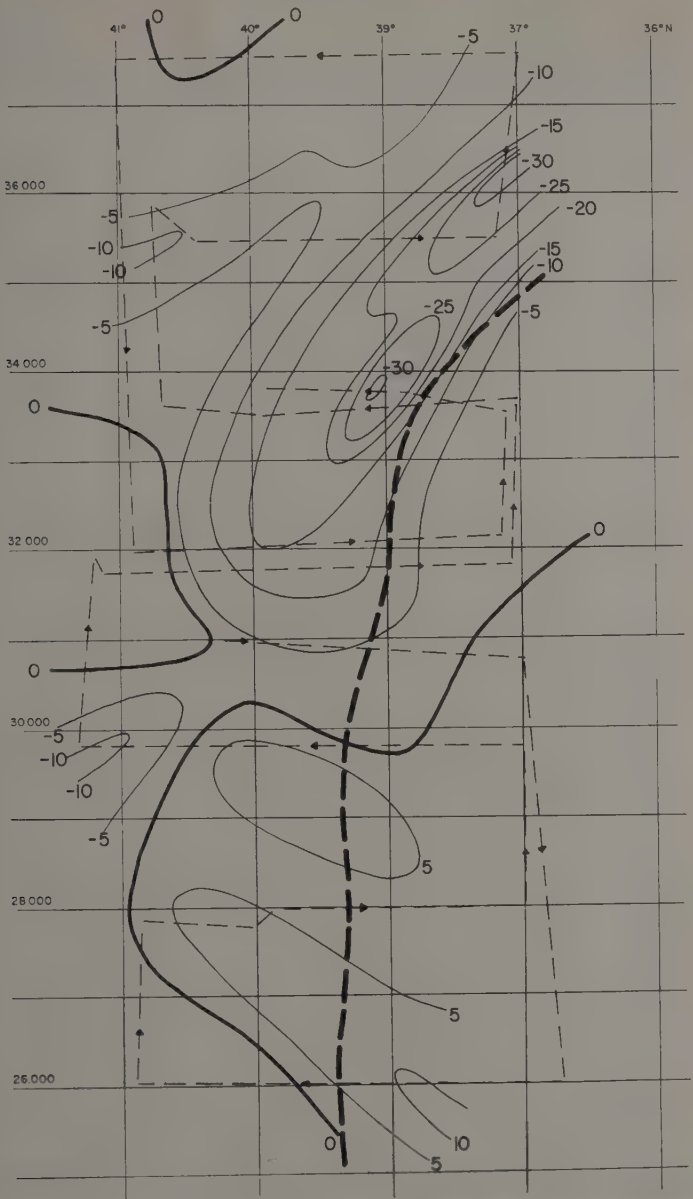


Abb. 4. Vertikale Scherung des geostrophischen Windes, $\Delta u_g/\Delta z$, in Einheiten 10^{-3} sec^{-1}. Strahlstromachse wie in Abb. 1. Nullinien dick ausgezogen

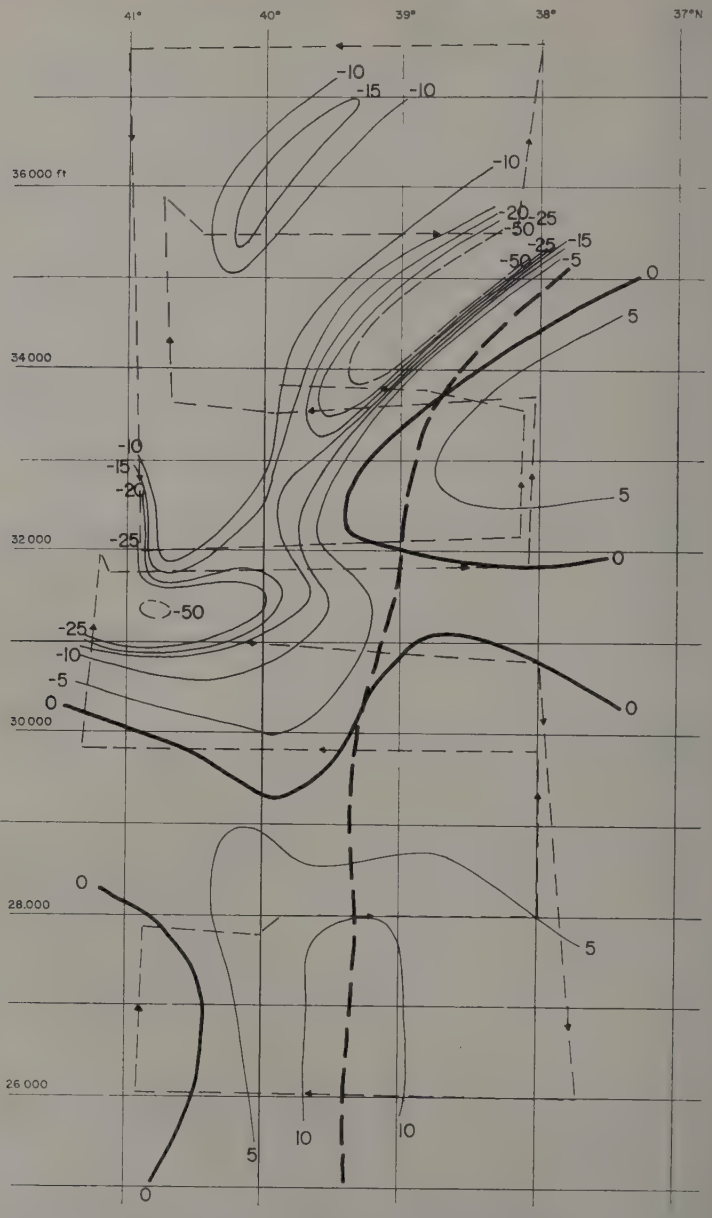


Abb. 5. Vertikale Windscherung $\Delta V/\Delta z$ in Einheiten 10^{-3} sec^{-1}. Strahlstromachse wie in Abb. 1. Nullinien dick ausgezogen

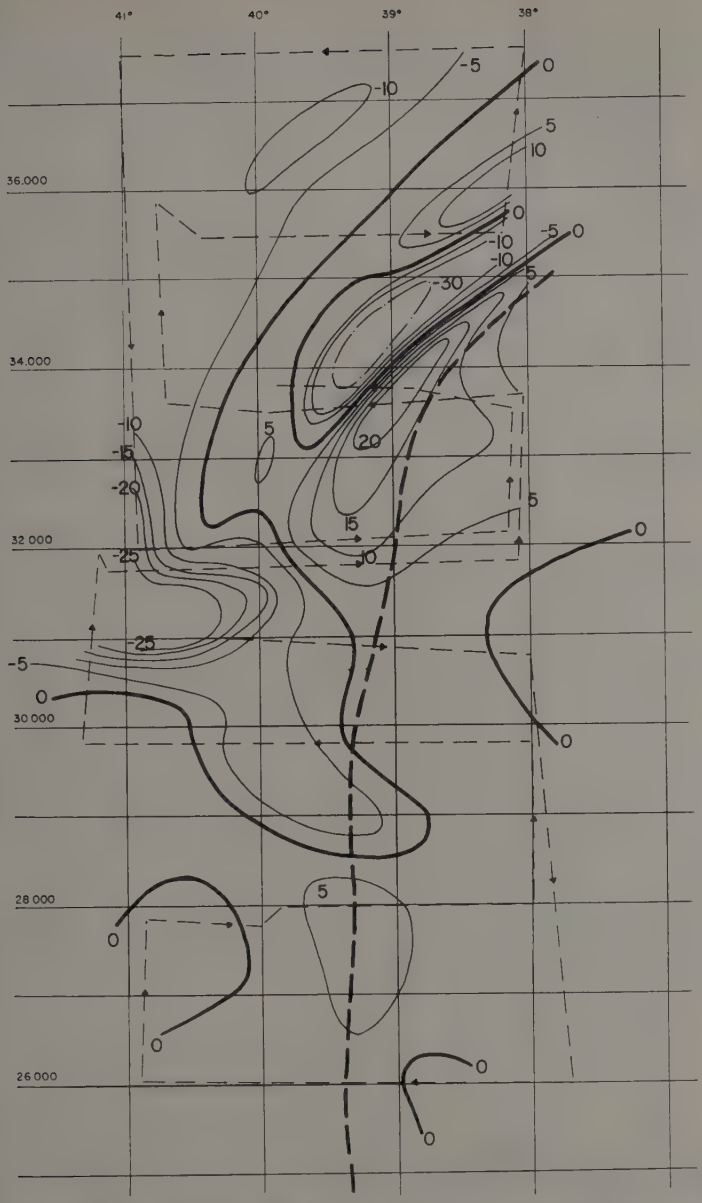


Abb. 6. Differenz zwischen tatsächlicher und geostrophischer vertikaler Windscherung ($\Delta V/\Delta z - \Delta u_g/\Delta z$) in Einheiten 10^{-3} sec^{-1}. Strahlstromachse wie in Abb. 1. Nullinien dick ausgezogen

Bereich des Querschnittes fast durchwegs Westwinde herrschten und die Flugrouten mit guter Annäherung einem Meridian folgten.

Abb. 6 enthält schließlich (in Einheiten $10^{-3}\,\mathrm{sec}^{-1}$) die Differenzen $\frac{\Delta V}{\Delta z} - \frac{\Delta u_g}{\Delta z}$, die in ihrer vertikalen Integration ein Maß für die ageostrophischen Strömungskomponenten darstellen. Auf den schwach angedeuteten Zusammenhang zwischen dieser Differenz und der „Jet-Stream-Front" wurde bereits weiter oben hingewiesen. Auf die kleineren Details soll wegen der möglichen Fehlerquellen, die in dieser Analyse enthalten sein können, kein allzu großes Gewicht gelegt werden. In großen Zügen läßt sich jedoch eine Zone erkennen, die sich entlang der antizyklonalen Seite des Jet Steam erstreckt und in der die tatsächliche vertikale Windscherung die geostrophische übertrifft.

Diese Zone fällt annähernd mit einer nach oben gerichteten Ausbuchtung der Isentropenflächen (Abb. 3) zusammen. Es scheint also, daß diese Aufwölbungen in den Flächen konstanter potentieller Temperatur dem tatsächlich vorhandenen Windfeld noch nicht angeglichen sind.

Ein Gebiet mit $\left|\frac{\Delta V}{\Delta z}\right| > \left|\frac{\Delta u_g}{\Delta z}\right|$ zeichnet sich im Bereich des oberen Jet-Maximums ab. Nur im unmittelbaren Bereich des oberen Strahlstromkernes ist die tatsächliche vertikale Windscherung $\left|\frac{\Delta V}{\Delta z}\right| < \left|\frac{\Delta u_g}{\Delta z}\right|$. Dieses läßt sich leicht an einem direkten Vergleich der Abb. 1 mit der Abb. 3 einsehen.

Die Verteilung der vertikalen Stabilität $\partial\,\Theta/\partial\,z$ ist in Abb. 7 gezeigt (Einheiten $10^{-3}\,°\mathrm{C}\cdot\mathrm{m}^{-1}$). Zonen mit C. A. T. (= Clear-Air-Turbulence) (vom N. A. C. A. VGH-Instrument gemessen) scheinen sich vorzugsweise in stabilen Zonen einzufinden. Auch die in Abb. 1 durch Schraffierung angedeutete Mesostruktur der Windgeschwindigkeit erreicht die größten Werte im Bereich dieser Zonen. Dies steht in gutem Einklang mit einer geostrophischen Form des Richardson-Kriteriums, bei der die vertikale Windscherung durch die Scherung des geostrophischen Windes aus der thermischen Windgleichung ausgedrückt und die Neigung der isobaren Flächen gegenüber der der isentropen Flächen vernachlässigt wurde (Reiter [*13*]).

$$Ri^* = \frac{\frac{f^2}{g}\Theta}{\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2_{\Theta}\left(\frac{\Delta\,\Theta}{\Delta z}\right)}. \qquad (2)$$

Diese Größe ist in Abb. 8 dargestellt.

Eine adiabatische Schicht (in Abb. 7 durch Schattierung gekennzeichnet) weist nach obiger Gleichung sehr hohe R_i^*-Zahlen auf (in Abb. 8 senkrecht schraffiert). Gebiete mit $R_i^* < 1$ treten nur im Bereich der stratosphärischen Frontalzone auf (in Abb. 8 punktiert). Wegen

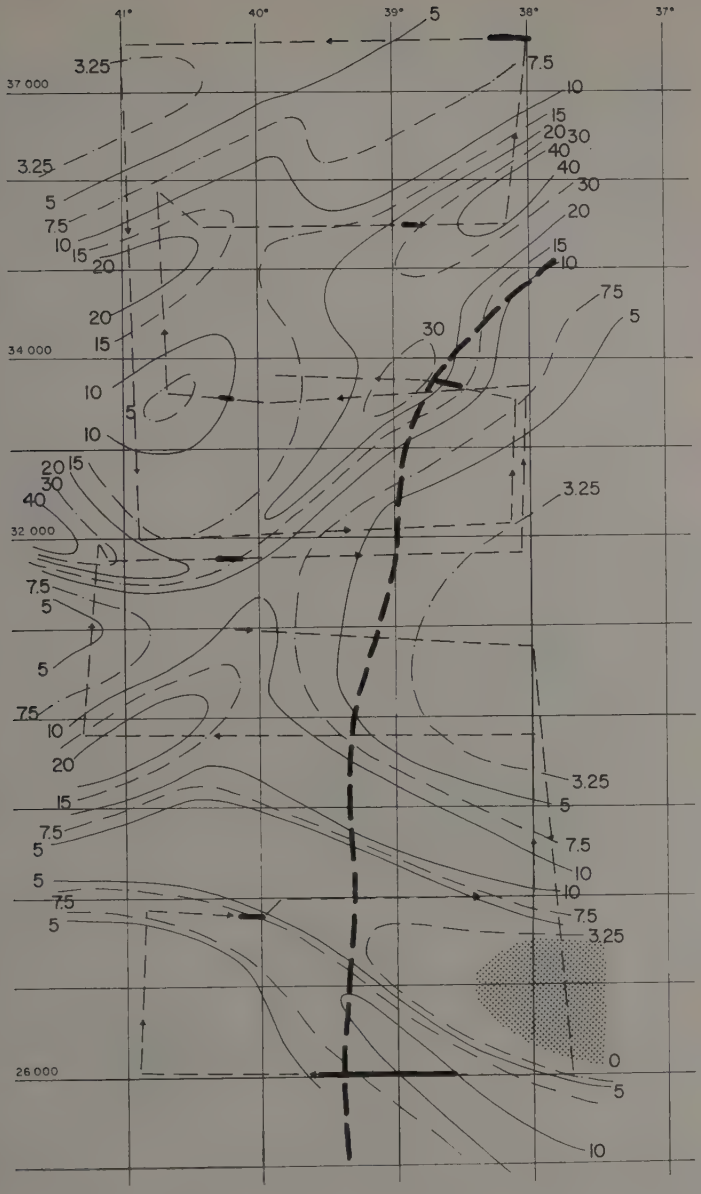


Abb. 7. Stabilität $\frac{\Delta \Theta}{\Delta z}$ (10^{-3} °C m^{-1}). Strahlstromachse wie in Abb. 1. Eine adiabatische Schicht im unteren Teil der Abb. ist durch Schattierung gekennzeichnet. Die dicken Linien entlang der Flugroute geben Zonen an, in denen das VGH-Instrument Turbulenz registrierte

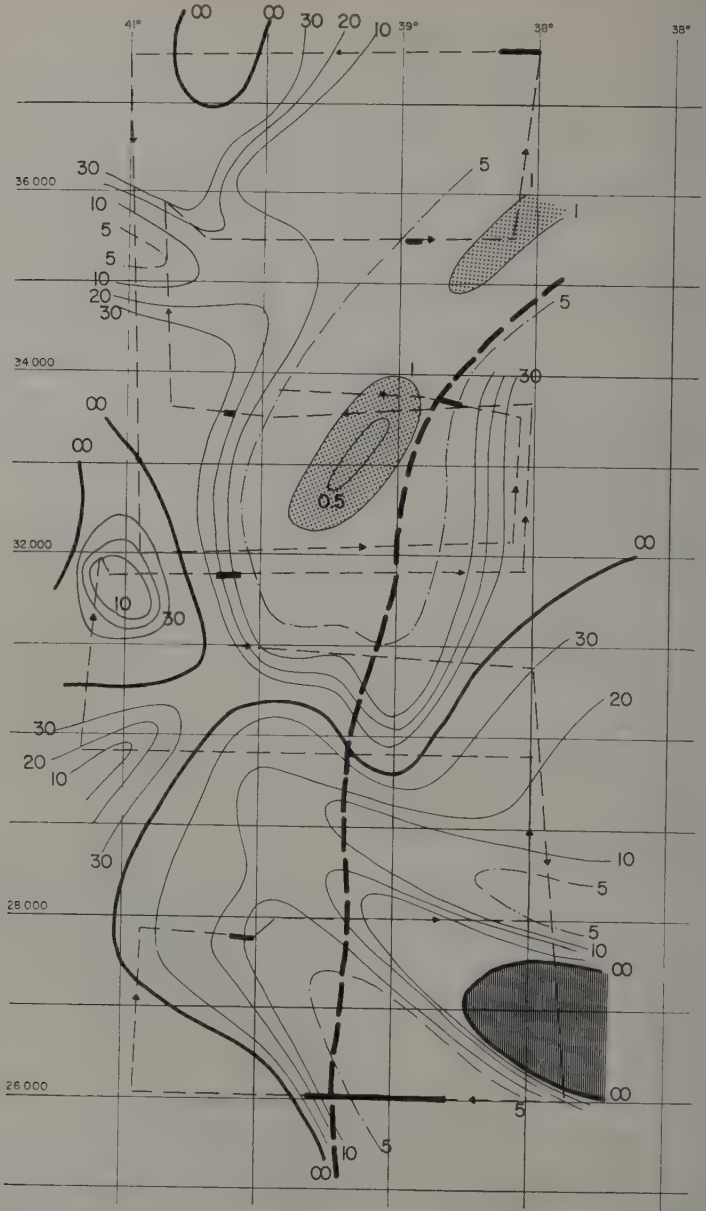


Abb. 8. Geostrophische Form der Richardson-Zahl R_i^*. Strahlstromachse wie in Abb. 1. Gebiete mit $R_i^* < 1$ sind punktiert, ein adiabatisches Gebiet im unteren Teil der Abbildung ist schraffiert. Turbulenzzonen wie in Abb. 7

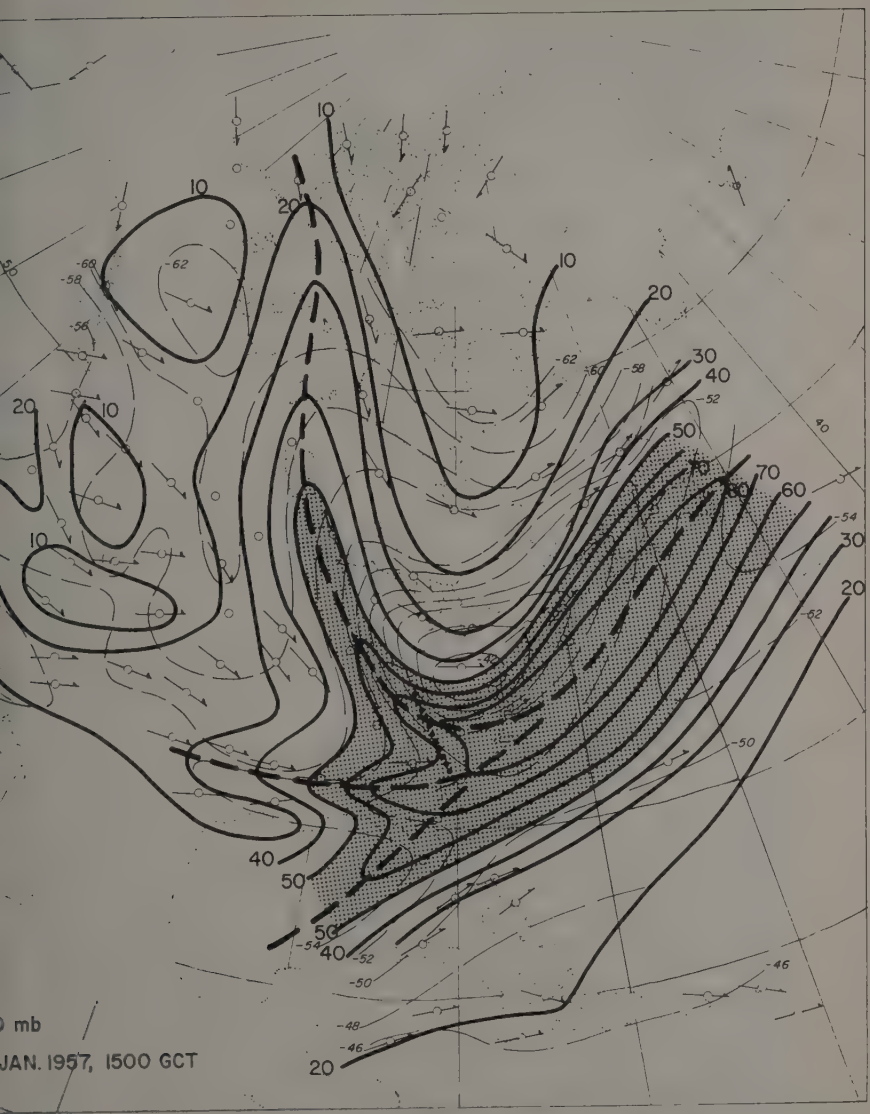


Abb. 9. 250-mb-Isotachen (volle Linien, große Zahlen, m/sec) und -Isothermen (dünn strichliert, schräge Zahlen, °C) für 18. Januar 1957 15.00 GCT. Flugroute (Flug Nr. 12) dick punktiert; Jet-Achsen dick strichliert. Gebiete mit Windgeschwindigkeit > 50 m/sec sind mit Raster versehen

der Vernachlässigungen und Vereinfachungen der obigen Gleichung ist gar nicht zu erwarten, daß $R_i^* = 1$ den Grenzwert für Turbulenz darstellt. Aus Abb. 8 läßt sich für die meisten Turbulenzgebiete ein Grenzwert zwischen 5 und 10 angeben. — Eine quantitative Korrelation zwischen R_i^* und C.A.T. ist kaum erfolgversprechend (Reiter [*13*]). Es möge daher der durch Abb. 7 und 8 belegte Hinweis auf den Zusammenhang zwischen stabilen und baroklinen Schichten einerseits und den großen Amplituden der Mesostruktur sowie der C.A.T. andererseits genügen.

3. Flug Nr. 12 am 18. Januar 1957

Flug Nr. 12 begann um 14.34 GCT vom Wright Patterson Flugstützpunkt aus und legte eine Anzahl von Querschnitten durch einen kräftigen

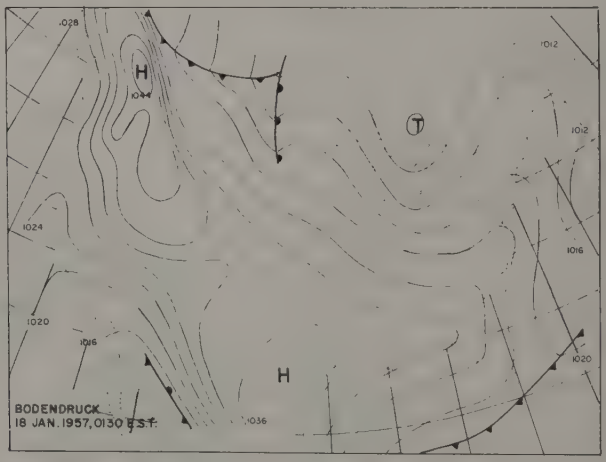


Abb. 10. Bodendruckverteilung, 18. Januar 1957, 01.30 „Eastern Standard Time"

Strahlstrom zwischen Charleston und Dayton. Dieser Flug wurde bereits von Brundidge [*2*] analysiert. Da diese Analysen große Unregelmäßigkeiten im Verlauf des Geschwindigkeits- und Temperaturfeldes aufwiesen, wurde nach den Glättungsmethoden, die an anderer Stelle beschrieben sind (Reiter [*10*, *11*]), dieser Flug neu bearbeitet. Das Resultat wird im folgenden vorgelegt.

a) Die Wetterlage

Abb. 9 zeigt die Isotachen und Isothermen im 250-mb-Niveau am 18. Januar 1957 für 15.00 GCT. Die punktierte Linie gibt die Lage des Flugquerschnittes an. Demnach fand Flug Nr. 12 auf der Rückseite eines Strahlstrommaximums statt, dessen Schwerpunkt im Raum südlich von Cape Cod zu suchen ist. Das Einzugsgebiet dieses Strahlstrommaximums weist die charakteristische Gliederung in einzelne Strahlstromfinger auf,

wie sie auch bei anderen Analysen festgestellt wurde (REITER [*10, 11, 12*]). Der nördlichste Finger scheint in Zusammenhang mit einer Wellenstörung zu stehen, die sich auf der Bodenwetterkarte (Abb. 10) in der Gegend des Winnipegsees abzeichnet. Nach einem Radiosondenquerschnitt von BRUNDIDGE (hier nicht reproduziert) läßt sich erkennen, daß dieser Strahlstromast über einer baroklinen Zone verläuft, welche die ganze Troposphäre durchzieht. Der mittlere Strahlstromast erstreckt sich, aus dem mexikanischen Raum kommend, über eine Hochdruckbrücke. Auf seiner Nordseite ist er mit einer kräftigen Absinkbewegung verbunden. Schließlich ist über Florida ein dritter Strahlstromast festzustellen, der offensichtlich in Verbindung mit einem alten Kaltluftausbruch steht, auf der Bodenwetterkarte durch eine Kaltfront angedeutet.

Der Querschnitt des Fluges Nr. 12 schneidet den nördlichen und mittleren Ast des Strahlstromes an, den erstgenannten in schräger Richtung, ohne jedoch die Kerne dieser Äste zu durchstoßen. Durch die Flugmessungen wird also die vertikale Struktur der Atmosphäre im Übergangsgebiet zwischen diesen beiden Strahlstromfingern belegt.

b) Die Flugmessungen

Abb. 11 enthält eine Analyse des doppelt geglätteten Windgeschwindigkeitsfeldes zusammen mit Eintragungen der Mesostruktur der Geschwindigkeit und der Clear-Air-Turbulence. Mit konsequent durchgeführter Glättung der Windgeschwindigkeitsmessungen wurde erreicht, daß ein Großteil der Unregelmäßigkeiten wegfiel, die bei BRUNDIDGES Analyse besonders im unteren Teil des Querschnittes auftraten und nunmehr als „Mesostruktur" mit Wellenlängen in der Größenordnung von 50 bis 100 km erscheinen. Aus den Isotachen in dieser Abbildung lassen sich deutlich die beiden oben erwähnten Strahlstromäste erkennen, der nördliche bei etwa 31.000 Fuß am linken Rand, der südliche mit seinem Schwerpunkt bei 33.500 Fuß am rechten Rand des Querschnittes. Dazwischen eingebettet erscheint ein Minimum der Windgeschwindigkeit, das mit einer Aufwölbung der Isentropenflächen (Abb. 12) verknüpft ist. Dieses Geschwindigkeitsminimum spiegelt also ungefähr das Vorzeichen der vertikalen Windscherung wider, das durch die thermische Windgleichung gefordert würde. Ein quantitativer Vergleich zwischen tatsächlicher und geostrophischer vertikaler Windscherung wurde bei diesem Fluge nicht durchgeführt, doch lassen sich aus einem Vergleich der Abb. 11 mit Abb. 12 gerade im Bereich dieser Aufwölbung der Isentropenflächen größere Diskrepanzen erwarten (REITER [*12*]: vgl. auch Flug Nr. 19).

Wie aus Abb. 11 hervorgeht, wurde das Niveau bei etwa 33.800 Fuß zweimal in gleicher Richtung mit einem zeitlichen Abstand von etwa 85 Minuten durchflogen. Die Wind- und Temperaturmessungen der beiden Flugabschnitte unterscheiden sich besonders im Bereich des südlichen der beiden Strahlstromäste so weit voneinander, daß selbst die geglätteten Werte in einer Analyse nicht in Einklang gebracht werden konnten. In den Isotachen und Isentropen der Abb. 11 und Abb. 12 wurde daher der

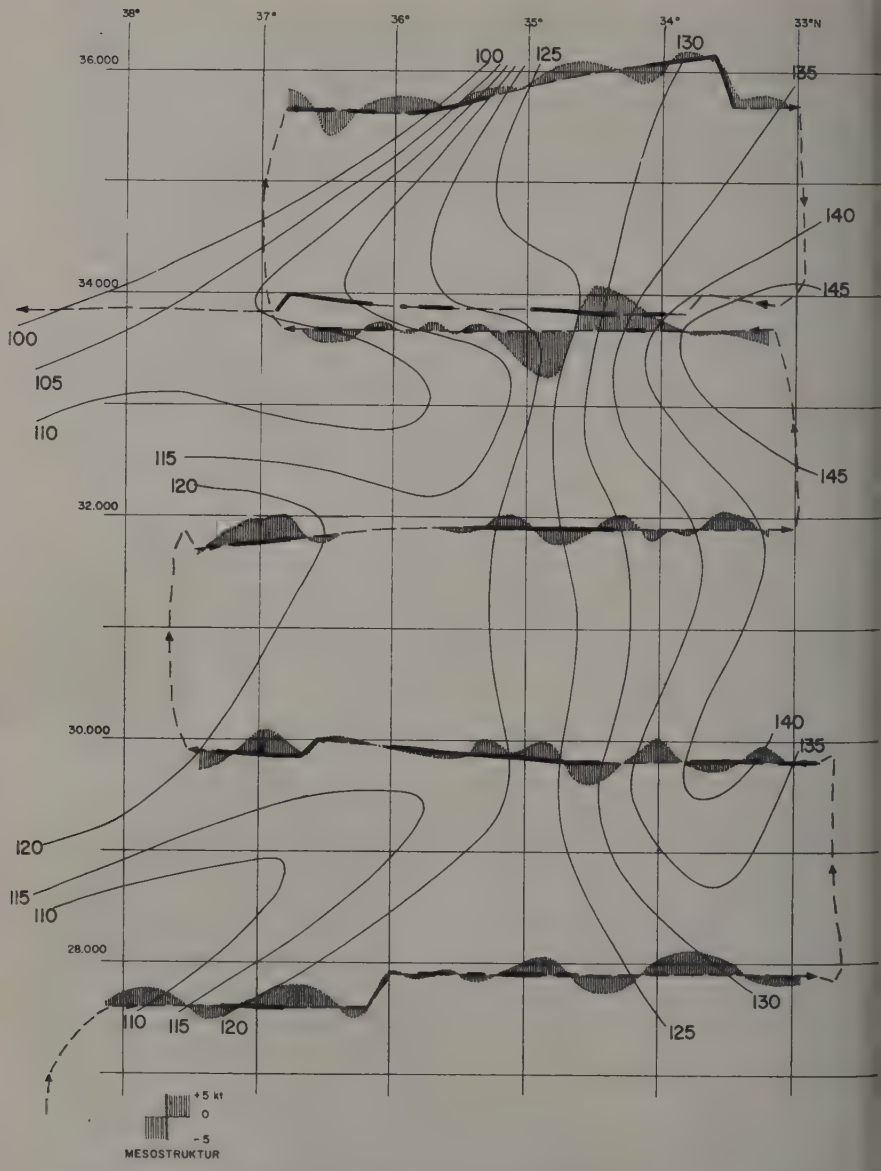


Abb. 11. Flug Nr. 12, 18. Januar 1957. Isotachen (Knoten) der doppelt geglätteten Windgeschwindigkeit. Die Mesostruktur ist ähnlich wie in Abb. 1 eingetragen. Die dicken Linien entlang der Flugroute geben subjektive Turbulenzbeobachtungen des Co-Piloten an

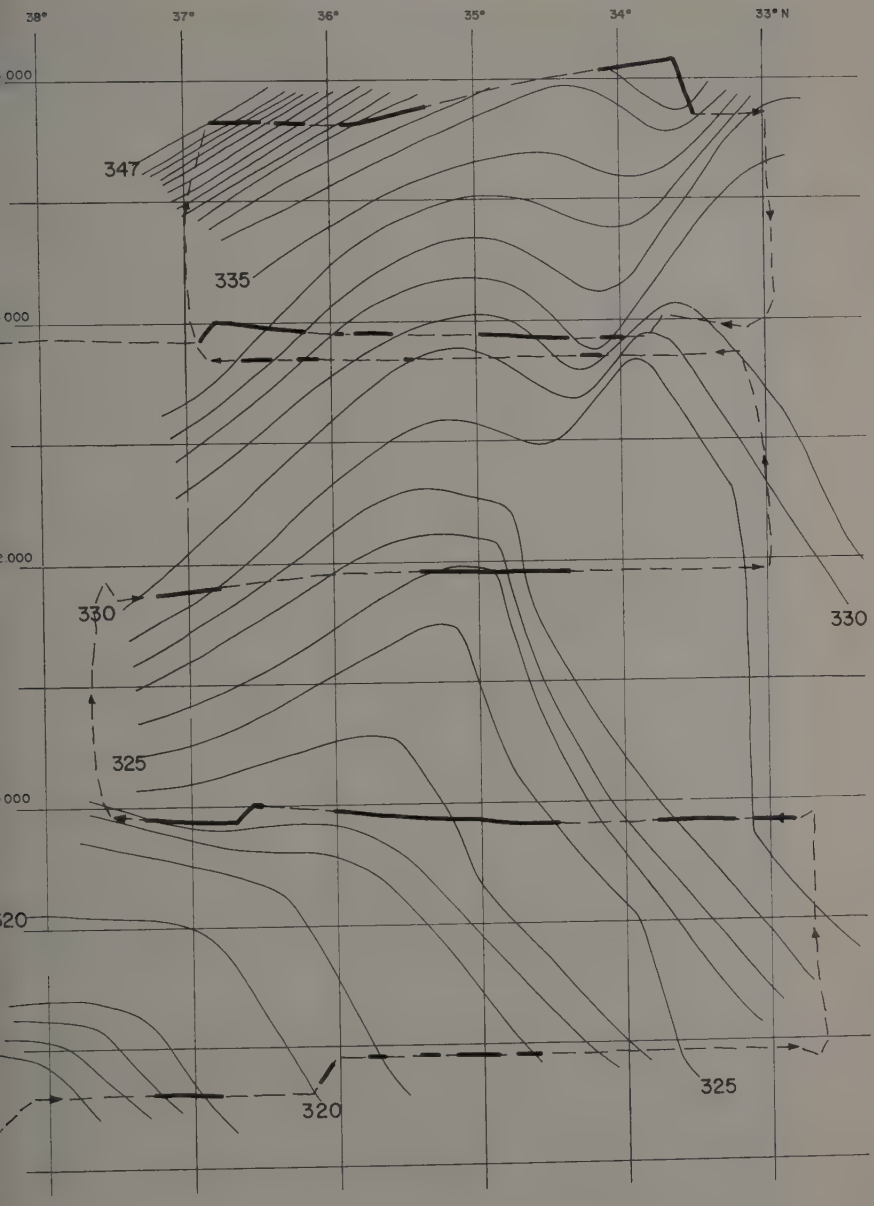


Abb. 12. Potentielle Temperatur Θ (K), Flug Nr. 12. Turbulenz wie in Abb. 11

(zeitlich) spätere Flugabschnitt außer acht gelassen. Trotz dieser Unterschiede in den beiden parallelen Abschnitten zeigte es sich jedoch, daß den Veränderungen im Wind- und Temperaturfeld ein sehr regelmäßiger Trend zugrunde lag. In Abb. 13 ist ein Ausschnitt aus den Messungen in diesem zweimal beflogenen Niveau enthalten. Betrachtet man die

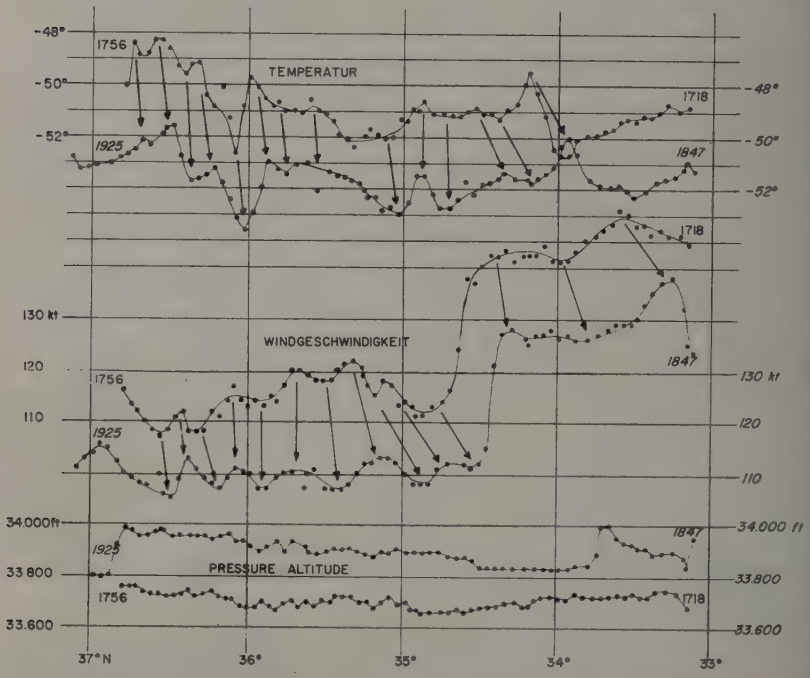


Abb. 13. Meßwerte für Temperatur, Windgeschwindigkeit und Druckhöhe (Pressure Altitude) für ein zweimal durchlaufenes Flugniveau (Flug Nr. 12, 18. Januar 1957). Die Zahlen am Beginn und Ende jeder Punktfolge sind Zeitangaben (GCT). Die Skalenbeschriftung am linken Rand bezieht sich auf den Flugabschnitt zwischen 17.18 und 17.56 GCT, die Beschriftung am rechten Rand auf 18.47 bis 19.25 GCT

Temperaturwerte, so zeigt sich, daß die doppelt geglättete Temperaturkurve im Verlauf von etwa 85 Minuten besonders im südlichen Teil des Fluges eine deutliche Abflachung erfährt. In besonders große Mitleidenschaft wird dabei eine stabile Zone bei 34° N gezogen. Betrachtet man jedoch die dem mittleren Temperaturverlauf überlagerte Mesostruktur, so findet man die überraschende Tatsache, daß die strukturellen Details während der 1½ Stunden ihre Gestalt bewahrten. Die Verlagerung der positiven und negativen Temperaturanomalien ist dabei im nördlichen Teil der Flugroute (36° 30′) nahezu null, während im südlichen Teil

(34° N) eine südwärts gerichtete Verlagerung mit etwa 5,4 m · sec^{-1} stattfindet. Ein Maximum der Mesostruktur der Windgeschwindigkeit wird sogar mit 6,5 m · sec^{-1} nach Süden verschoben. Die Größenordnung dieser Verlagerung entspricht den Ergebnissen, die bei der Analyse des Fluges Nr. 19 erhalten wurden. Wie Abb. 13 ferner zeigt, bleibt auch die Mesostruktur der Windgeschwindigkeit in ihrer Gestalt erhalten. Ähnliches läßt sich auch bei Flug Nr. 19, Abb. 1, im doppelt geflogenen Niveau bei etwa 32.000 Fuß erkennen, wenn man die Verlagerungstendenz des Strahlstromes nach Süden berücksichtigt.

Auch die Phasenbeziehungen zwischen den Mesostrukturen von Windgeschwindigkeit und Temperatur blieben während der Verschiebung bewahrt. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die mesostrukturellen Schwankungen, wie sie sich aus den Flugmessungen ergaben, kein zufälliges Phänomen darstellen, sondern einem wohlorganisierten Turbulenzbereich der atmosphärischen Strömungsvorgänge angehören. Eine ähnliche Vermutung wurde bereits früher ausgesprochen (Reiter [*10*]) und erscheint hier durch einen anderen Meßvorgang bestätigt. Im Bereich zwischen 34° 40′ N und 37° N sind bei 33.800 Fuß Maxima der Windgeschwindigkeit mit Minima der Temperatur korreliert. Dies steht in gutem Einklang mit der in diesem Bereich laut Abb. 11 beobachteten Windscherung und der verhältnismäßig großen Stabilität der Atmosphäre. Wird nämlich aus größerer Höhe innerhalb der Mesostruktur ein Überschuß an Impuls nach unten befördert, so müßte dies — adiabatische Strömungsvorgänge vorausgesetzt — zu einer negativen Temperaturanomalie innerhalb dieses Luftkörpers führen.

An Hand der Abb. 13 läßt sich auch leicht einsehen, daß die mesostrukturellen Feinheiten einen annähernd isentropen Charakter besitzen. Zusammen mit den bereits zitierten früher analysierten Flügen läßt sich somit die Mesostruktur im Bereich der Strahlstromkerne als ein Nebeneinander von langgezogenen Bändern positiver und negativer Anomalien der Windgeschwindigkeit und der Temperatur deuten. Die Anordnung dieser Bänder folgt dabei dem Verlauf der Isentropenflächen. In einer frühen Arbeit (Reiter [*10*]) wurde festgestellt, daß die Länge dieser Bänder mindestens 400 km betragen kann. Die vorliegenden Analysen erlauben die Aussage, daß die mesostrukturellen Details mindestens 1½ Stunden lang, vermutlich sogar länger, erhalten bleiben. Dies wird auch durch Beobachtungen von Cirrenfeldern bestätigt, welche ihre bandartige Struktur nur äußerst langsam verändern.

Läßt man die oben erwähnte Beziehung zwischen der Mesostruktur der Geschwindigkeit und der Temperatur als Indikator für die Vertikalbewegung gelten, so könnte man daraus schließen, daß diese Mesostruktur die Existenz langgestreckter „Wirbelröhren" in der Atmosphäre anzeigt, die einen Querdurchmesser in der Größenordnung von etwa 50 bis 100 km besitzen. Die Realität der Mesostruktur wird überdies gerade in diesem wiederholten Flugniveau durch das intermittierende Auftreten von Kondensstreiten bestätigt, die sich jeweils in den Bändern mit Temperaturminima bilden. Da man die Kondensstreifen mit Hilfe eines

Signallichtes, das vom Co-Piloten betätigt wurde, registrierte, ist die Zuverlässigkeit dieser Beobachtungen in der Regel nicht sehr groß. Im vorliegenden Falle muß jedoch angenommen werden, daß auf die Streifenbildung besonders geachtet wurde, da das nur kurz währende Auftreten derselben sehr gewissenhaft aufgezeichnet wurde.

Aus Abb. 11 läßt sich die Größe $\frac{\Delta V}{\Delta y}$ leicht berechnen. Um die absolute Vorticity

$$Q = -\frac{\Delta V}{\Delta n} + \frac{V}{r} + f \tag{3}$$

zu erhalten, muß man den horizontalen Gradienten der Windgeschwindigkeit in der Richtung normal zur Strömung berechnen. Dies läßt sich mit Hilfe eines an anderer Stelle beschriebenen Verfahrens (Reiter [*11*]) aus einer Analyse der Windrichtung durchführen, wenn man

$$\frac{\Delta V}{\Delta n} = \frac{\cos \alpha}{\cos \beta} \frac{\Delta V}{\Delta y} \tag{4}$$

setzt, wobei α der Winkel zwischen Flugrichtung und Meridian, β der Winkel zwischen der Normalen zum Windvektor und der Flugrichtung ist. In den Berechnungen der Vorticity wurde diese Korrektur berücksichtigt. Die Größe der Krümmungsvorticity $\frac{V}{r}$ wurde aus Analysen des Windfeldes im 200-, 250- und 300-mb-Niveau abgeschätzt. Die von Reiter [*11*] getroffene Annahme höhenkonstanter Werte der Größe $\frac{V}{r}$ für den betrachteten Flugquerschnitt erwies sich dabei als gerechtfertigt.

Die Vorticityverhältnisse im vorliegenden Querschnitt zeigen im wesentlichen das zyklonale Regime des Strahlstromes bei 33° N an. Das doppelt geglättete Windfeld weist dabei in etwa 33.200 Fuß und 34° 50′ N maximale Werte der absoluten Vorticity von der Größenordnung $2{,}0 \cdot 10^{-4}$ sec^{-1} auf. Die Vorticityanalyse wurde hier nicht wiedergegeben, da sie im wesentlichen vom Verlauf der horizontalen Scherung kontrolliert wird, der sich wiederum aus Abb. 11 leicht ersehen läßt.

Die potentielle Vorticity $-Q\frac{\Delta \Theta}{\Delta p}$ in Einheiten $10^{-9} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{Grad}$ ist in Abb. 14 dargestellt. Im Bereich der starken zyklonalen Scherung bei etwa 34° N und etwa 34.000 Fuß werden Werte der potentiellen Vorticity von der Größenordnung 100 der eben angeführten Einheiten beobachtet. Dies steht in guter Übereinstimmung mit Ergebnissen, die bei der Analyse des Fluges Nr. 30 (Reiter [*12*]) erhalten wurden. Während bei jenem Flug die antizyklonale Seite eines Strahlstromes von den Analysen erfaßt wurde, können bei dem vorliegenden Flug Nr. 12 die Verhältnisse auf der zyklonalen Seite studiert werden. Es zeigt sich dabei, daß aus der Stratosphäre ein Ausläufer relativ hoher potentieller Vorticity im Bereich einer stabilen Zone in die Troposphäre

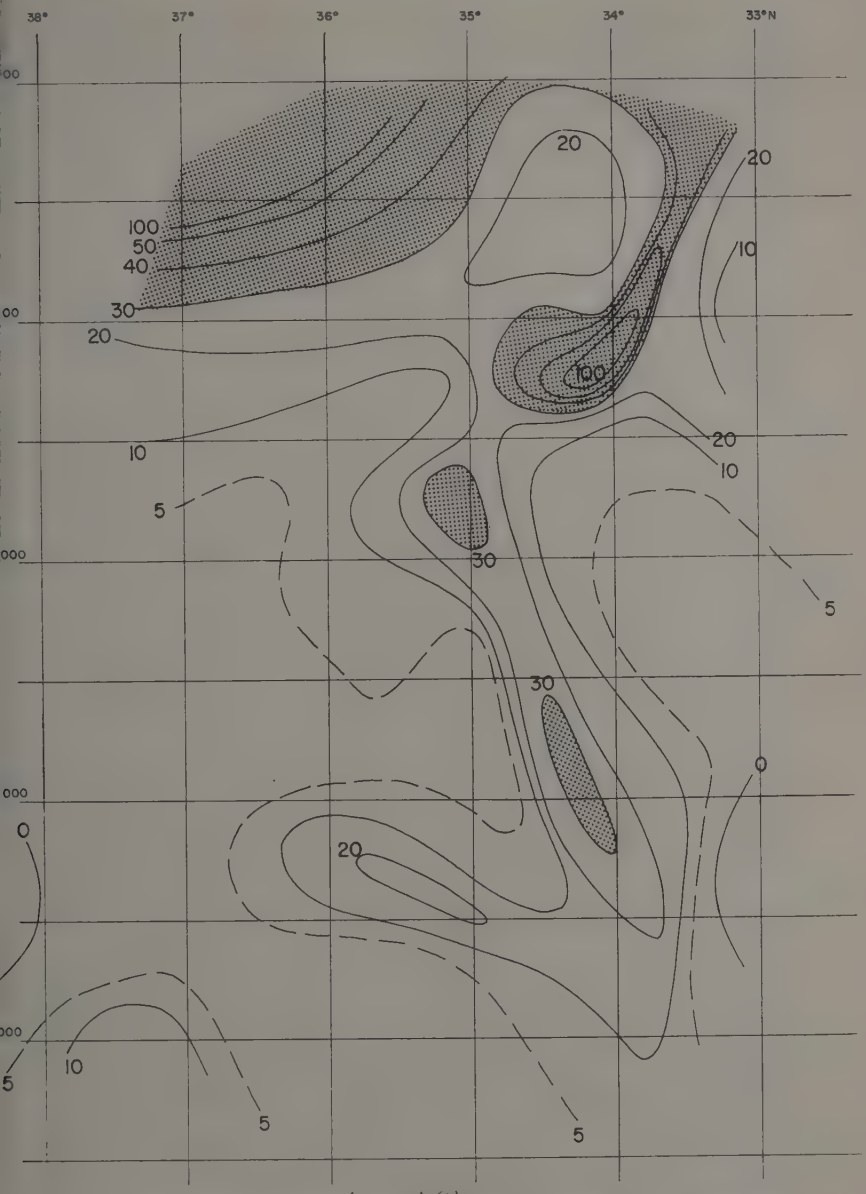


Abb. 14. Potentielle Vorticity $\left(-Q_z \frac{\Delta \Theta}{\Delta P}\right)$ für Flug Nr. 12 in Einheiten $10^{-9}\,g^{-1}$ cm sec Grad. Gebiete mit potentieller Vorticity > 30 sind schattiert

ausläuft. Dies deckt sich sehr gut mit einem Schema, das von Reed und Danielsen [8] für die Struktur der Frontalzone im Strahlstrombereich angegeben wurde. Die stabile Zone im gegenwärtigen Fall scheint allerdings mehr mesostrukturellen Charakter zu besitzen, da sie im Durchmesser nur einen Temperaturabfall von etwa 3° C aufweist.

Wollte man sich auf das Ertelsche Theorem der Erhaltung potentieller Vorticity

$$\frac{d}{dt}\left(Q_z \frac{\partial \Theta}{\partial p}\right) = 0 \tag{5}$$

berufen, so könnte man wohl annehmen, daß die Luftmassen innerhalb dieser stabilen Zone in der Stratosphäre ihren Ursprung haben, eine Schlußfolgerung, die sich ebenfalls mit den Überlegungen von Reed und Danielsen deckt.

Die vertikale Stabilität $\frac{\Delta \Theta}{\Delta z}$ ist in Abb. 15 dargestellt. Sie läßt die Übereinanderschichtung von stabilen und nahezu adiabatischen Zonen im troposphärischen Bereich erkennen. Die blätterige Struktur der Atmosphäre wird durch diese Darstellung besonders deutlich. Vergleicht man die Mesostruktur der Windgeschwindigkeit von Abb. 11 mit der Lage der stabilen Zonen, so erkennt man, daß die großen Amplituden der Mesostruktur diese Schichten bevorzugen. Ähnliches läßt sich von der Clear-Air-Turbulence sagen (dicke Linien entlang den Flugrouten in Abb. 15), obwohl die Beziehungen in den beiden unteren Flugniveaus stellenweise mangelhaft erscheinen. Dazu ist zu bemerken, daß es sich hierbei um *subjektive* Turbulenzbeobachtungen des Co-Piloten handelt, die keinen quantitativen Aufschluß über die Intensität des Phänomens zulassen. Sämtliche Turbulenzzonen wurden als „leicht" bezeichnet, lediglich eine Strecke bei 34° 14′ N und 34° 40′ N in 33.900 Fuß wurde für „mäßig" turbulent befunden. Abb. 15 läßt erkennen, daß diese Strecke in der Stratosphäre innerhalb einer stabilen Schicht gelegen war.

Schließlich zeigt Abb. 16 eine Auswertung der geostrophischen Form der Richardsonschen Zahl R_i*, die bei den nahezu adiabatischen Schichten, die sich in Abb. 15 erkennen lassen, sehr hohe Werte annehmen muß. In Abb. 16 sind diese Gebiete durch senkrechte Schraffur gekennzeichnet. Die punktierten Gebiete weisen Richardsonsche Zahlen $R_i^* < 1$ auf. Wie bereits aus Abb. 15 ersichtlich war, ist die Korrelation zwischen Clear-Air-Turbulence und R_i* nicht sehr gut, doch gibt dieses Kriterium immerhin die Tatsache wider, daß in den stabilen und baroklinen Zonen mit einem verstärkten Auftreten der Meso- und Mikrostruktur der Windgeschwindigkeit zu rechnen ist. Die Richardsonsche Zahl

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta / \partial z}{\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \tag{6}$$

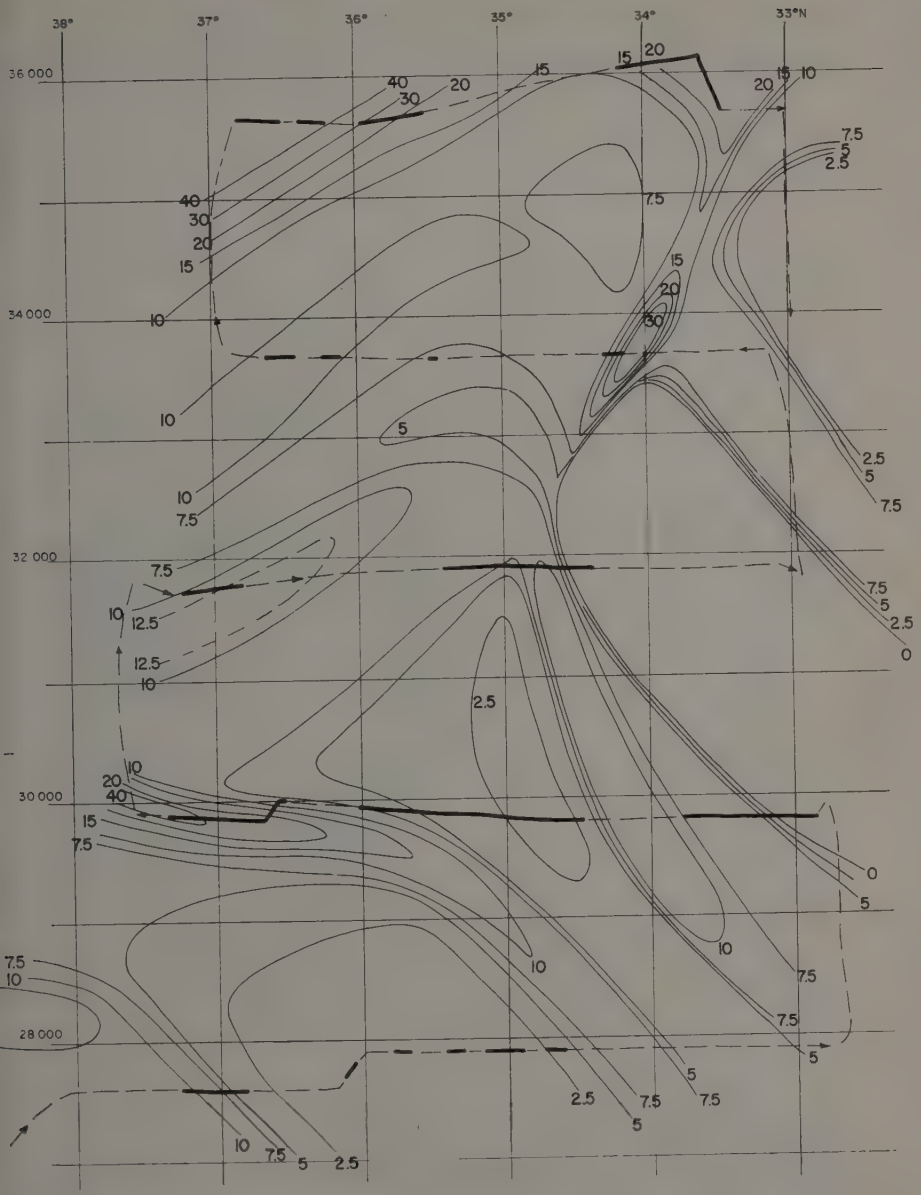


Abb. 15. Stabilität $\Delta\Theta/\Delta z$ (10^{-3} °C m^{-1}). Nicht-lineare Analysenintervalle. Turbulenz wie in Abb. 11

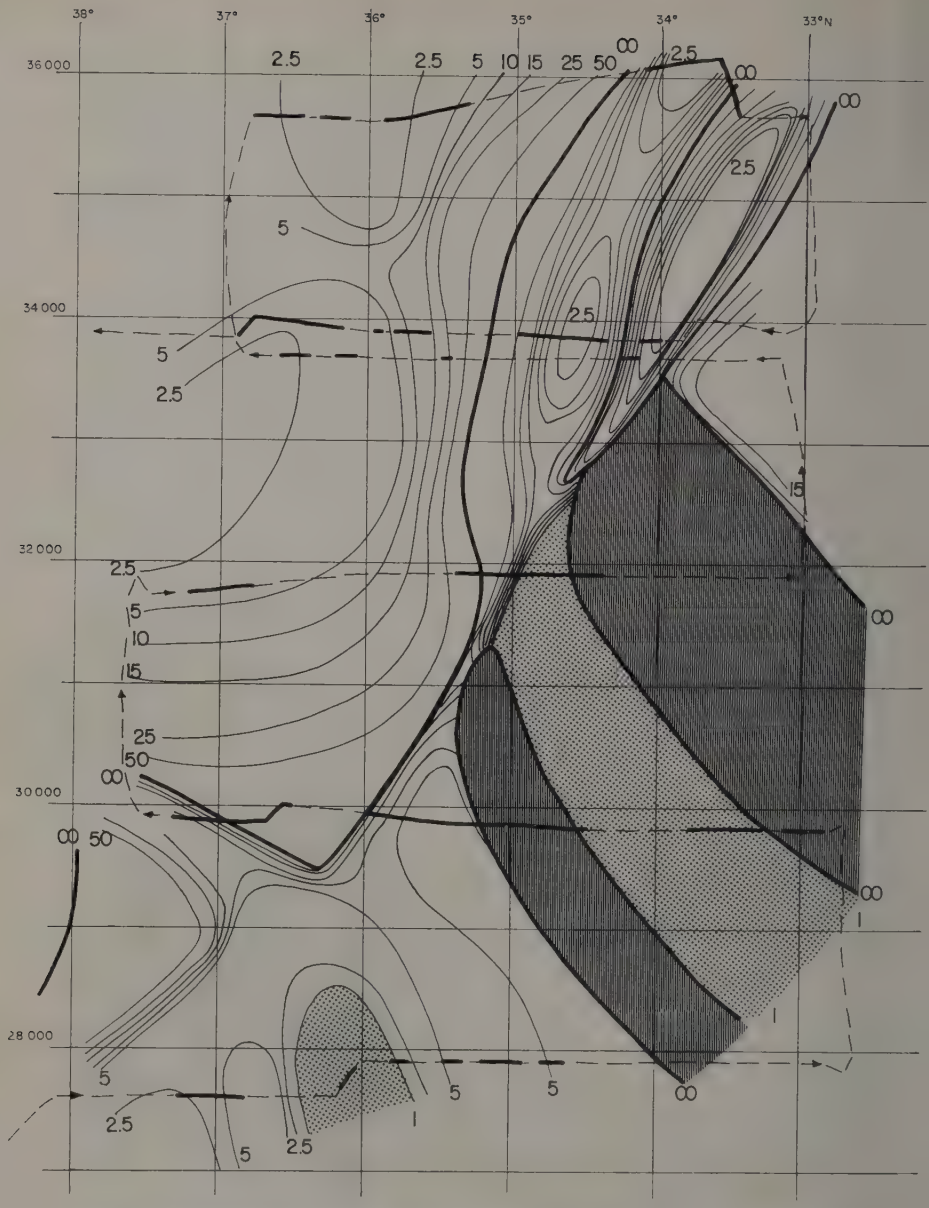


Abb. 16. Geostrophische Form der Richardson-Zahl R_i^*. Nicht-lineare Analysenintervalle. Nahezu adiabatische Gebiete mit großen R_i^*-Zahlen sind senkrecht schraffiert, Gebiete mit $R_i^* < 1$ sind punktiert. Dicke Linien stehen für $R_i^* = \infty$. Turbulenz wie in Abb. 11

ließe minimale Werte innerhalb der adiabatischen Schichten erwarten, würde also eine von R_i* gänzlich verschiedene Verteilung ergeben. Die Beziehung zwischen Clear-Air-Turbulence und R_i ist übrigens keineswegs besser als mit R_i*.

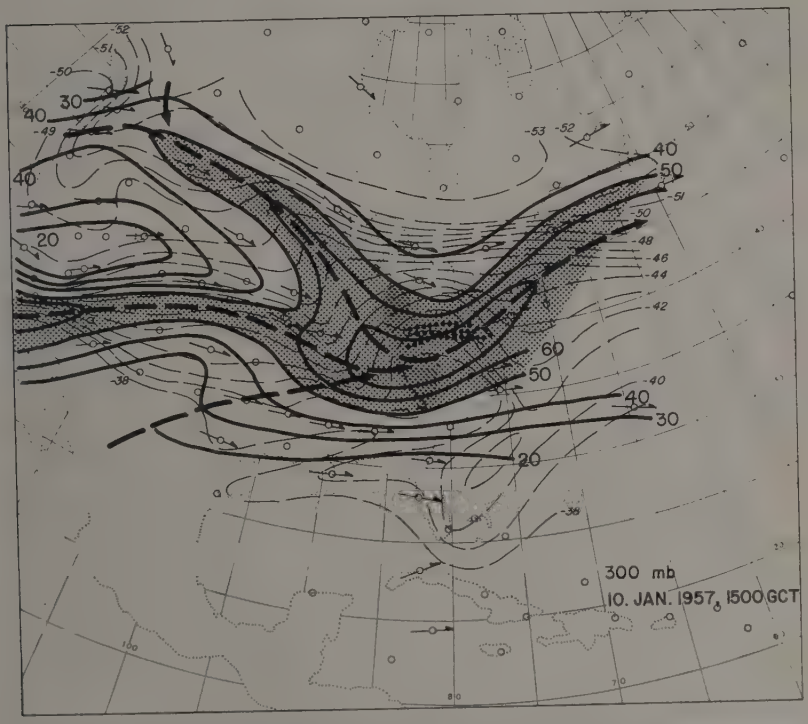


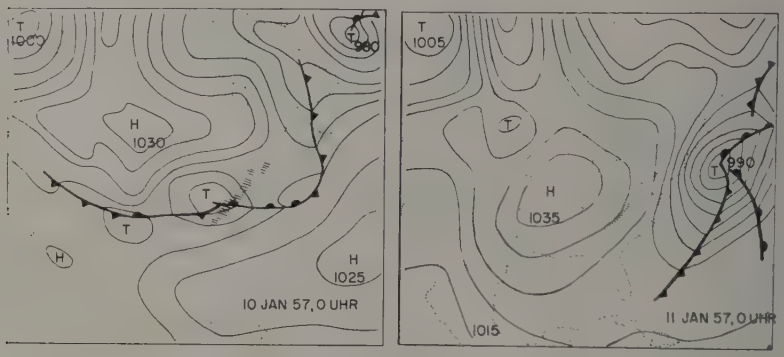
Abb. 17. 300-mb-Isotachen (volle Linien, große Zahlen, m/sec) und -Isothermen (dünn strichliert, schräge Zahlen, C) für 10. Januar 1957, 15.00 GCT. Flugroute (Flug Nr. 9) dick punktiert. Jet-Achsen dick strichliert. Gebiete mit Windgeschwindigkeit > 50 m/sec sind mit Raster versehen

4. Flug Nr. 9 am 10. Januar 1957

Während die vorhergehenden Flüge vertikale Querschnitte durch die Atmosphäre legten, handelt es sich bei Flug Nr. 9 um zwei Rundflüge, die bei 30.000 Fuß bzw. bei 32.000 Fuß von Dayton/Ohio nach Baltimore/Md. verliefen. Das Flugzeug startete am 10. Januar 1957 um 18.49 GCT und landete 23.56 GCT. Diese Flugzeit war insofern etwas ungünstig gewählt, als sich ein großer zeitlicher Abstand zu den Radiosondendaten (10. Januar 15.00 GCT bzw. 11. Januar 03.00 GCT) ergab. Dadurch wurde die bei früheren Analysen (Reiter [*10*]) gefundene, gute

Übereinstimmung zwischen Flugmessungen und Radiosondendaten etwas in Mitleidenschaft gezogen.

Die Flugmessungen ergaben besonders im östlichen Teil der Strecke große Schwankungen der Windgeschwindigkeit und der Temperatur, wie an Hand der folgenden Abbildungen noch näher gezeigt werden soll. Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich hierbei um stehende Wellen im Lee der Alleghanies handelte. Dafür sprechen auch mächtige Cumuli, die von Nordosten nach Südwesten in der Nähe von Washington/D. C. angeordnet waren, wie aus den Aufzeichnungen des Co-Piloten hervorgeht. Bei der Auswertung des Fluges Nr. 9 wurde daher besonders Bedacht auf dieses Leewellenphänomen genommen.



a *b*

Abb. 18. Bodendruckverteilung für 10. und 11. Januar 1957, 00.00 GCT. Schraffiert: Alleghanies

a) Die Wetterlage

Die 300-mb-Karte vom 10. Januar 1957 15.00 GCT (Abb. 17) läßt einen starken Strahlstrom (Spitzengeschwindigkeit über 70 m/sec) über den amerikanischen Oststaaten erkennen. Wie aus dem Isothermenverlauf erkenntlich wird, verläuft die Flugroute im 30.000-Fuß-Niveau etwas unterhalb der Maximalwindfläche. Die Ausbuchtung einer Warmluftzunge im Bereich der Flugstrecke läßt jedoch darauf schließen, daß Maximalwindfläche und Tropopause in unmittelbarer Nachbarschaft des Flugniveaus verlaufen. In Abb. 21 ist der Schnitt zwischen Tropopause und Flugniveau durch eine dicke Linie angedeutet.

Abb. 18*a* zeigt die idealisierte Bodenwetterlage am 10. Januar 00.00 Uhr. Die Alleghanies sind durch Schraffur angedeutet. Die Bodenwinde im Bereich einer sich bildenden Zyklone verlaufen mehr oder weniger kammparallel, lassen also zu diesem Zeitpunkt noch nicht auf die Bildung ausgeprägter Leewellen schließen. 24 Stunden später, am 11. Januar 1957, 00.00 Uhr (Abb. 18*b*), hat sich die Zyklone stark vertieft und ist in den Raum südlich von Neuschottland abgewandert. Über den Alleghanies

herrschte (unter Berücksichtigung des reibungsbedingten Einströmens gegen tiefen Druck) eine kammnormale Strömung bis zu 20 Knoten,

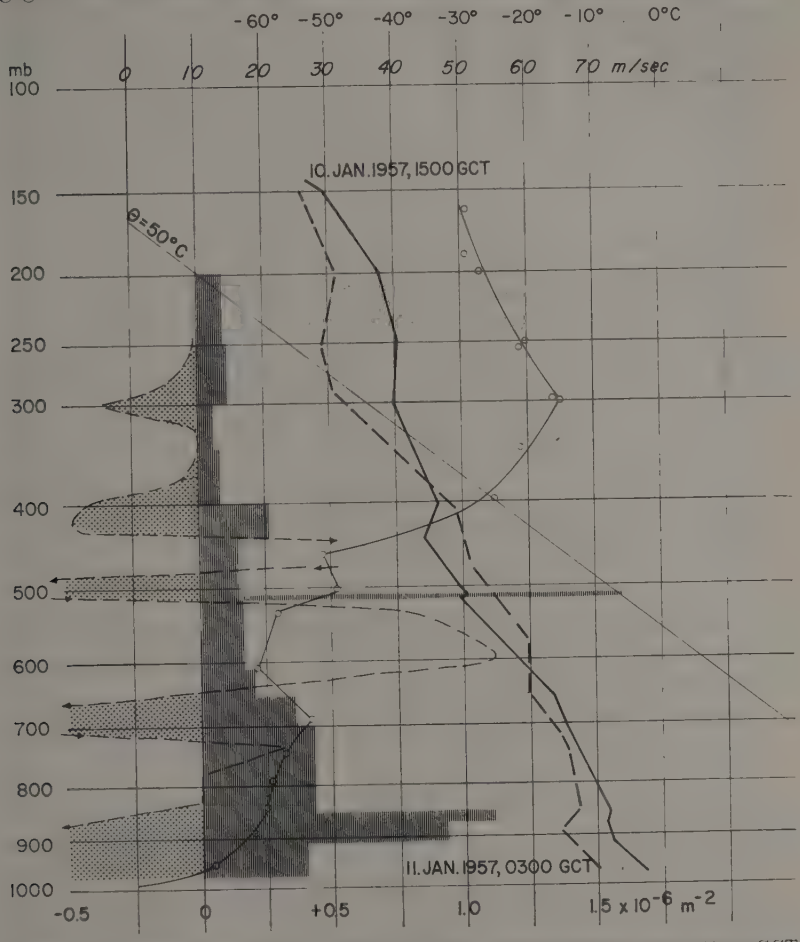


Abb. 19. Radiosondenaufstiege, Pittsburgh, Pa., am 10. Januar 1957, 15.00 GCT (volle Linie) und am 11. Januar 1957, 03.00 GCT (strichlierte Linie), dazu vertikales Windprofil 10. Januar, 15.00 GCT und Verteilung von $g\beta/V^2$ (senkrecht schraffiert) und $\frac{1}{V} \cdot \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$ (strichlierte Kurve bzw. punktierte Fläche im Diagramm links)

die zur Zeit des Fluges vermutlich noch etwas stärker gewesen sein dürfte.

Die Bodenwetterverhältnisse waren demnach während des Fluges Nr. 9 für die Ausbildung stehender Wellen günstig.

Die Verhältnisse in der freien Atmosphäre im Raume der Alleghanies sind in Abb. 19 wiedergegeben, welche die Radiosondenaufstiege in Pittsburgh, Pa., vom 10. Januar 15.00 Uhr (dicke Linie) und vom 11. Januar, 03.00 Uhr (strichliert) enthält. Dazu ist noch das vertikale Windprofil vom 10. Januar, 15.00 GCT (dünne volle Linien und Kreise) eingezeichnet. Aus den 15-Uhr-Messungen wurde die Lyrasche Wellenzahl — nach der Schreibweise von Scorer [*14*] — berechnet:

$$l^2 = \frac{g\,\beta}{V^2}. \tag{7}$$

Darin bedeutet $\beta = \frac{1}{\Theta}\frac{\partial \Theta}{d z}$ die vertikale Stabilität;

g ist die Schwerebeschleunigung, V die Windgeschwindigkeit.

Dieser Parameter wurde für die geraden Stücke der Aufstiegskurve zwischen je zwei benachbarten markanten Punkten berechnet. Das so erhaltene Profil ist durch die senkrecht schraffierte Fläche am linken Rand der Abbildung wiedergegeben.

Aus dem vertikalen Windprofil der Abb. 19 wurde ferner die Größe

$$\frac{1}{V}\cdot\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$$

berechnet, die ebenfalls in den Scorer-Parameter

$$l^2 = \frac{g\,\beta}{V^2} - \frac{1}{V}\cdot\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \tag{8}$$

eingeht und ein Maß für die Krümmung des vertikalen Windprofiles darstellt. Diese Größe wurde im linken Teil der Abb. 19 durch eine strichlierte Kurve angedeutet.

Die Bereiche, in denen $-\frac{1}{V}\cdot\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$ positive Vorzeichen besitzt und somit zusammen mit $\frac{g\,\beta}{V^2}$ den Parameter l^2 ausmacht, wurden durch Punktierung gekennzeichnet. Es muß allerdings erwähnt werden, daß die Werte für den Krümmungsterm nicht sehr zuverlässig sind, da — wie aus der Streuung der Meßwerte für die Windgeschwindigkeit hervorgeht — das vertikale Windprofil Schwankungen enthält, die vermutlich auf Meßfehler zurückzuführen sind (Reiter [*9*]).

Es lassen sich mehrere Niveaus erkennen, in denen der Parameter l^2 ein Maximum besitzt. Es wäre daher zu vermuten, daß unter der bestehenden Wetterlage über den Alleghanies mehrere Niveaus mit maximalen Leewellenamplituden existierten. Eines davon hat aller Wahrscheinlichkeit nach in der Nähe der 300-mb-Fläche gelegen, denn l^2 zeigt unterhalb dieser Fläche eine deutliche Abnahme mit der Höhe, darüber eine ausgeprägte Zunahme. Der minimale Wert von $l^2 = 0{,}067 \cdot 10^{-6}\ \mathrm{m}^{-2}$ würde maximale Leewellenlängen von 3,9 km zulassen. Tatsächlich wurden jedoch Wellenlängen der Größenordnung von etwa 80 km beobachtet

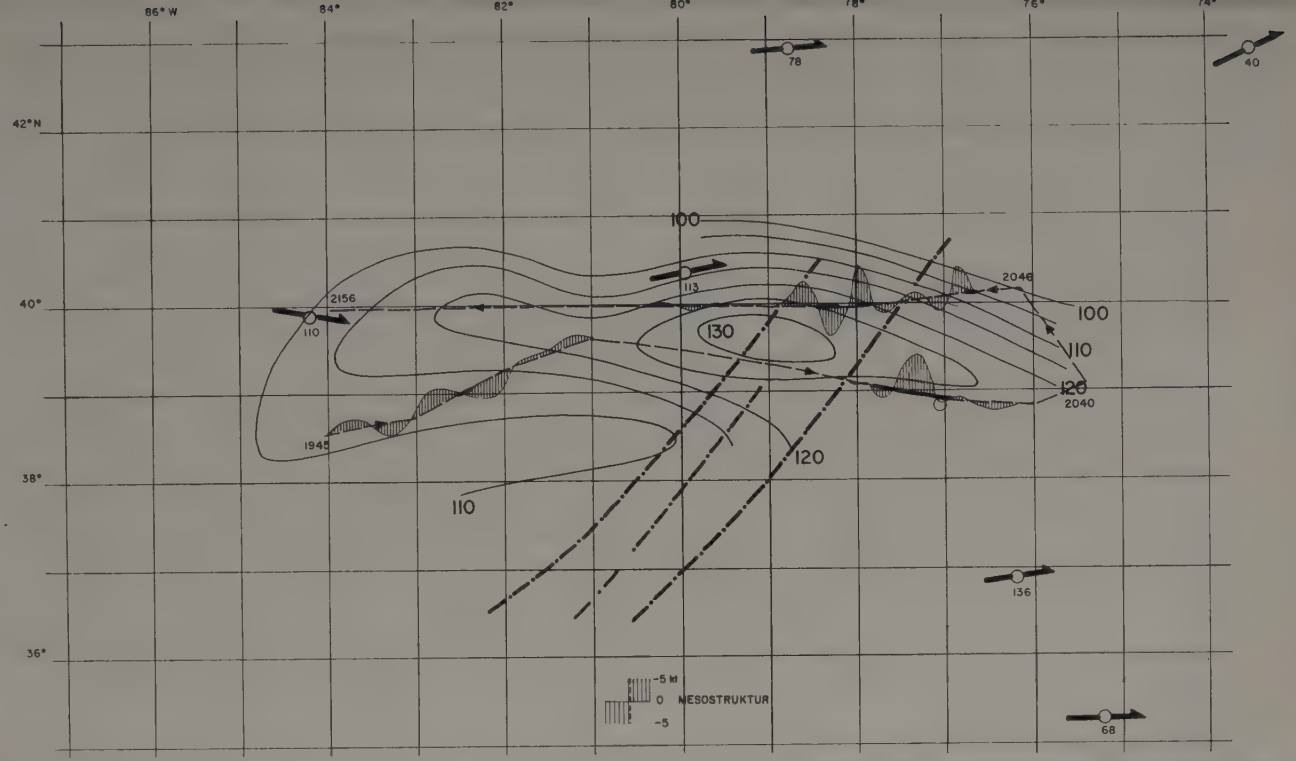


Abb. 20. Isotachen (Knoten) im 300-mb-Niveau, Flug Nr. 9. An den Stationen sind die Windgeschwindigkeiten und -richtungen vom 10. Januar 1957, 15.00 GCT eingetragen. Sonstige Erklärung siehe Abb. 21

(Abb. 24). Diese Diskrepanz könnte einerseits auf die mangelnde Genauigkeit des vertikalen Windprofiles zurückgeführt werden. Andererseits läßt die Aufstiegskurve für 10. Januar, 15.00 GCT im Bereich zwischen 300 und 400 mb einen vertikalen Temperaturgradienten erkennen, der halbwegs zwischen dem trockendiabatischen und isothermen liegt (im Stüve-Diagramm der Abb. 19 wurde die Trockenadiabate 50° C zum Vergleich angegeben). Die Erfahrung lehrt, daß derartige Temperaturgradienten, besonders wenn sie zwischen zwei Standard-Niveaus vorkommen, durch einen Glättungsprozeß zustande kommen, der den Verschlüsselungsprozeß des Radiosondenaufstieges vereinfachen soll (Danielsen [*5*], Reiter [*10*, *11*, *12*]). Tatsächlich setzen sich diese Schichten aus einer Folge von dünnen, stabilen und nahezu adiabatischen Schichten zusammen. Daß dies auch bei vorliegendem Aufstieg der Fall war, wird durch die Tatsache erhärtet, daß die Aufstiegskurve vom 11. Januar, 03.00 GCT Knickstellen bei denselben potentiellen Temperaturen aufweist wie die Kurve vom 10. Januar, 15.00 GCT; zusätzlich tritt jedoch ein solcher Knick bei 290 mb auf, und dieser wäre am 10. Januar, 15.00 GCT bei etwa 345 mb zu suchen. Es ist daher anzunehmen, daß in der fraglichen Aufstiegskurve oberhalb 345 mb die Atmosphäre stabiler war als angegeben, zwischen 345 und 400 mb dagegen nahezu adiabatisch. Um den 15-Uhr-Aufstieg (Abb. 19) in diesem Bereich zu rechtfertigen, muß die Mitteltemperatur der *korrigierten* Temperaturverteilung zwischen 300 und 400 mb identisch mit der in Abb. 21 angegebenen sein, und überdies dürfen nach den internationalen Verschlüsselungsbestimmungen die Temperaturen in keinem Niveau um mehr als $\pm 2°$ von der geglätteten Verteilung in Abb. 19 abweichen, denn sonst hätte ein zusätzlicher markanter Punkt eingeführt werden müssen.

Würde man eine derartige Ungenauigkeit in der Angabe der Temperaturverteilung vom 10. Januar, 15.00 GCT als möglich erachten, so hätte dies natürlich drastische Auswirkungen auf die Verteilung des Parameters l^2. Eine nahezu adiabatische Schicht etwas unterhalb des 300-mb-Niveaus würde diesen Parameter sehr kleine Werte annehmen lassen. Die Diskrepanz zwischen festgestellten Wellenlängen und berechneter Wellenlänge l könnte dadurch leicht erklärt werden.

b) Die Flugmessungen

Abb. 20 zeigt Isotachen der doppelt geglätteten Windgeschwindigkeit im 300-mb-Niveau. Entlang der Flugroute sind außerdem die Schwankungen der Geschwindigkeit eingetragen, welche dieser geglätteten Kurve überlagert sind. Wegen der bereits erwähnten zeitlichen Unterschiede zwischen Radiosonden und Flugmessungen wurde nicht versucht, die Analyse wesentlich über den Bereich der Flugstrecke hinauszuführen. Wie aus den Meßdaten hervorgeht, liegt der Kern eines Geschwindigkeitsmaximums genau über den Hauptkämmen der Alleghanies. Die Mesostruktur der Geschwindigkeitsschwankungen läßt deutlich den orographischen Effekt erkennen.

In Abb. 21 ist eine Analyse der doppelt geglätteten Temperatur

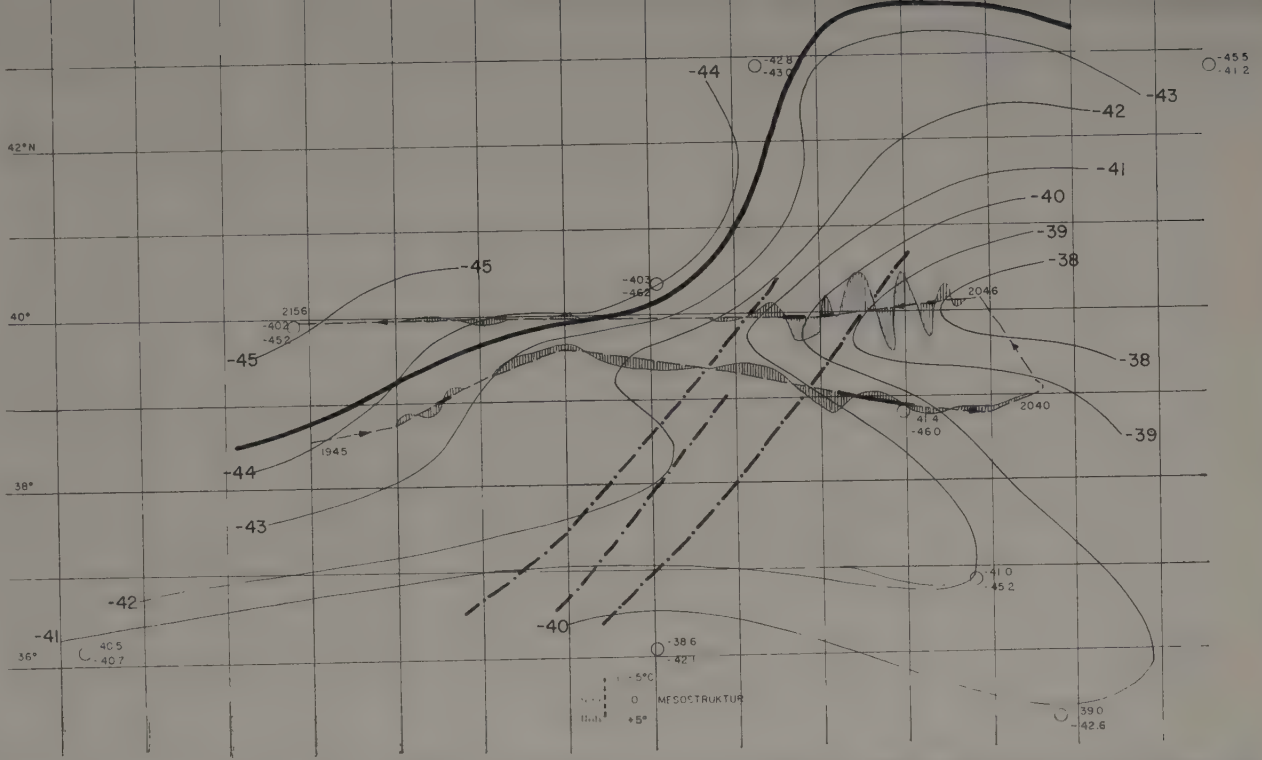


Abb. 21. Isothermen (°C) der 300-mb-Fläche und Mesostruktur der Temperatur zur Zeit des Fluges Nr. 9. Die Zahlen bei Beginn und Ende jeder Flugstrecke sind Zeitangaben (GCT). An den Radiosondenstationen sind die Temperaturen im 300-mb-Niveau für 10. Januar 1957, 15.00 GCT (obere Zahl) und 11. Januar 1957, 03.00 GCT (untere Zahl) eingetragen. Der Verlauf der Gebirgsketten der Alleghanies ist durch dicke, strich-punktierte Linien angedeutet. Die dicke Linie zeigt den Schnitt der Tropopause an. Turbulenz nach Beobachtungen des Co-Piloten ist durch dicke Linien entlang der Flugstrecke markiert

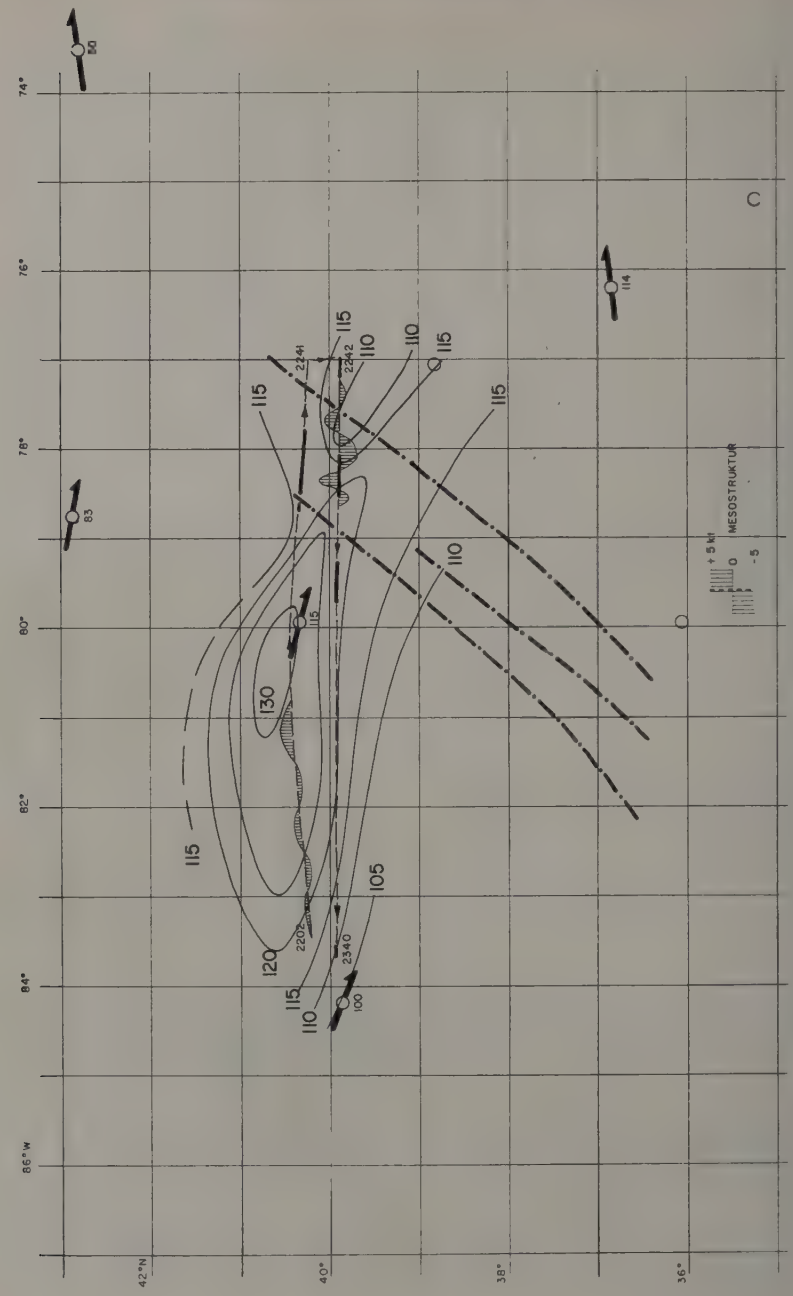


Abb. 22. Isotachen (Knoten) im 264-mb-Niveau, Flug Nr. 9. Erklärung siehe Abb. 20 und 21

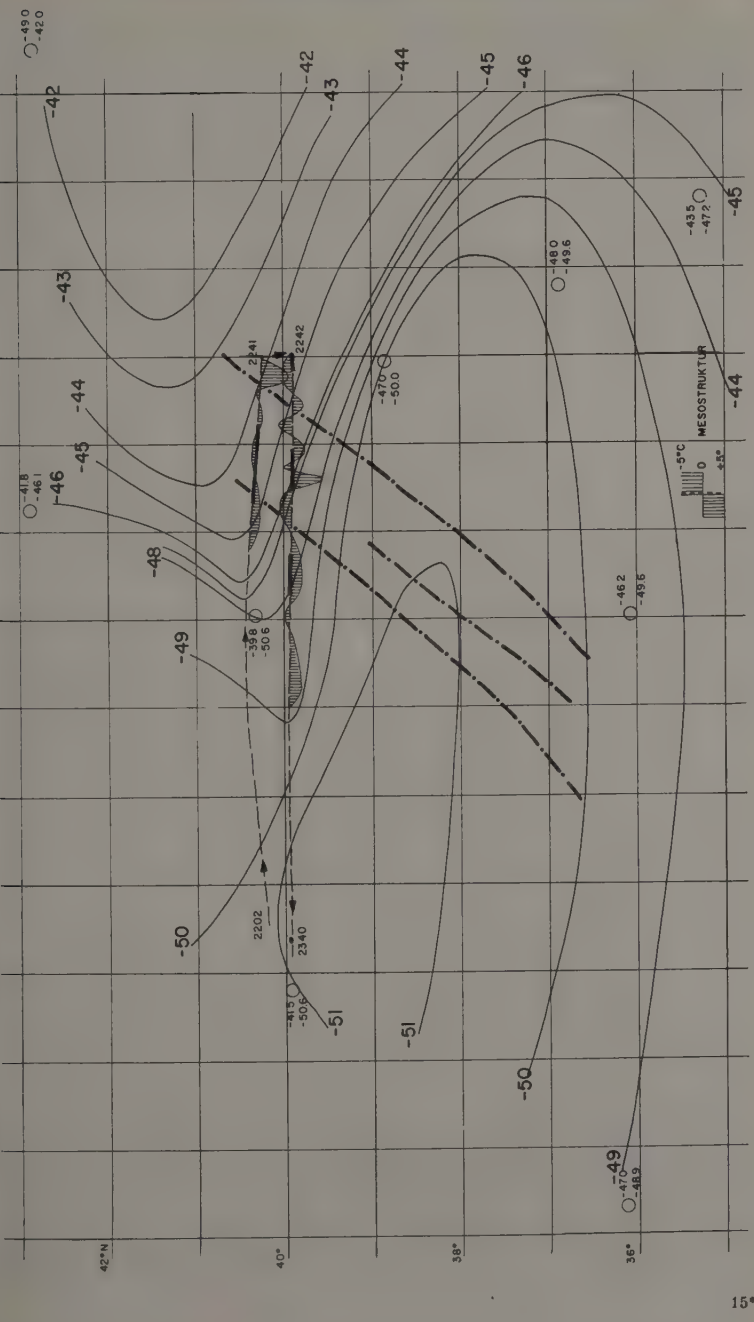


Abb. 23. Isothermen (°C) der 264-mb-Fläche. Erklärung siehe Abb. 21

gezeigt. In den überlagerten Schwankungen ist der Gebirgseffekt besonders im nördlichen Flugabschnitt dominant. Der südliche Teil der Flugroute zeigt dagegen wesentliche geringere Amplituden der Schwankung. Aus dem Verlauf der Isothermen läßt sich erkennen, daß der nördliche Flugabschnitt im Bereich einer baroklinen, stabilen Schicht verläuft, die mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe rechnen läßt, während die südliche Route in einer Zone negativer Baroklinität, also bereits oberhalb des Niveaus maximaler Winde verläuft. Man müßte im Hinblick auf die Verteilung des l^2-Parameters in Abb. 19 darauf schließen, daß die südliche Route bereits um ein beträchtliches oberhalb des Niveaus mit minimalem l^2 liegt und daher nach der von Corby und Wallington [4] angegebenen Gleichung für die Auslenkung aus dem ursprünglichen Niveau

$$\xi_z = 2\,\pi\,h\,b\,e^{-kb}\left(\frac{V_1}{Vz}\right)\Psi^*_{z,\,k}\cdot\left(\frac{\partial\,\Psi_{1,\,k}}{\partial_{\,k}}\right)^{-1}\sin k\,x \qquad (9)$$

hier die Wellenamplitude bereits geringer ist. (In dieser Gleichung bedeutet h = die Höhe des Gebirgsrückens; x = die horizontale Koordinate in Richtung der Strömung vom Rücken aus gezählt; b = die Breite, innerhalb der die Höhe des Gebirges auf die Hälfte abnimmt; k = die Leewellenzahl; ψ = die Stromfunktion.)

In Abb. 22 und 23 sind die entsprechenden Analysen für das 264-mb-Niveau gezeigt. Bemerkenswert erscheint, daß die Amplituden der mesostrukturellen Schwankungen in Temperatur und Windgeschwindigkeit gegenüber dem 300-mb-Niveau wesentlich vermindert sind. Die südliche Route, die annähernd über der nördlichen Route des tieferen Niveaus verläuft, weist die größeren Schwankungs-Amplituden auf. Das 264-mb-Niveau liegt bereits eindeutig oberhalb der Maximalwindfläche. Schwankungen in Wind und Temperatur zeigen sich auch stromaufwärts der Alleghanies im Bereich stabiler, barokliner Zonen, die sich durch einen verstärkten, horizontalen Temperaturgradienten erkennen lassen, doch ist ein orographisch bedingtes Anwachsen der Schwankungsamplituden über dem Gebirge deutlich erkennbar.

Clear-Air-Turbulence nach Beobachtungen des Co-Piloten ist in Abb. 21 durch dicke Linien entlang der Flugrouten eingetragen. Ein Zusammenhang zwischen Leewellen und C.A.T. ist nicht von der Hand zu weisen, wobei allenfalls die Stabilität und Baroklinität der Atmosphäre im Flugniveau nach der bereits früher angegebenen R_i^*-Zahl von Bedeutung zu sein scheint.

Um die Detailstruktur der Leewellen näher zu untersuchen, wurden in Abb. 24 die Flugmessungen von Pressure-Altitude, Temperatur (Vortex-Temperatur), Geschwindigkeit, Flugzeugneigungswinkel (Pitch) und Fluggeschwindigkeit (Airspeed) aufgetragen. Aus den letzten beiden Größen läßt sich qualitativ auf das Vorzeichen der vertikalen Luftbewegung schließen, wenn man berücksichtigt, daß das Flugzeug, wenn es konstante Höhe halten will, unter dem Einfluß eines Aufwindes nach unten

„drückt“ und gleichzeitig seine Fahrtgeschwindigkeit vergrößert. Bei Abwinden ist das Umgekehrte der Fall (Endlich und Rados [7]).

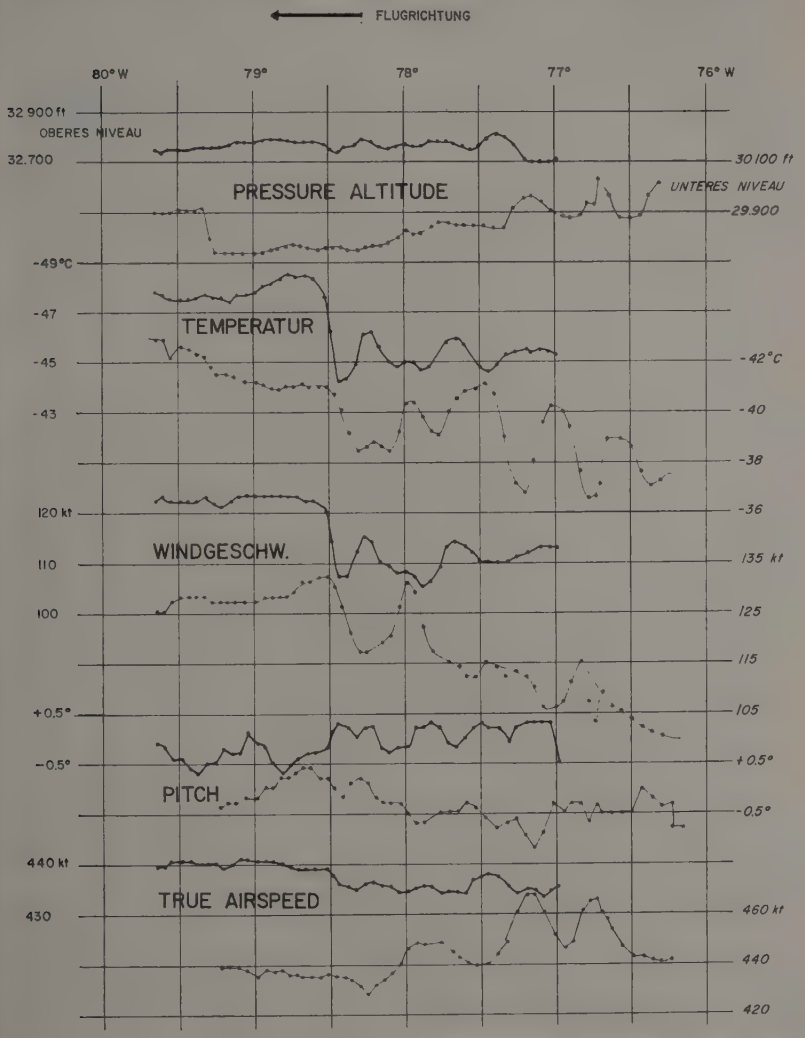


Abb. 24. Ausschnitt aus den Meßdaten des Fluges Nr. 9 in zwei Niveaus über den Alleghanies. Dicke Linien und Beschriftung am linken Rand: oberes Niveau. Dünne Linien und Beschriftung am rechten Rand: unteres Niveau

Im 300-mb-Niveau scheinen über dem Gebirge (etwa zwischen 77,5 und 79,0° W) Temperaturminima mit Windmaxima korreliert zu sein.

Stromabwärts des Gebirges stellt sich dagegen eine Umkehr in dieser Phasenbeziehung ein. Im 264-mb Niveau sind, wie bereits erwähnt, die Amplituden wesentlich geringer. Die Korrelationsverhältnisse zwischen Temperatur und Wind sind dieselben wie im 300-mb-Niveau.

Aus den Amplituden der Fluggeschwindigkeit im 300-mb-Niveau kann man auf vertikale Strömungskomponenten von 1 bis 2 m/sec schließen. Eine Phasenbeziehung zwischen Vertikalbewegung, Fluggeschwindigkeit (TAS) und Temperatur bzw. Windgeschwindigkeit läßt sich schwer erstellen, da die Schwankungen in „TAS" und „Pitch" zum Teil auch durch Änderungen der Flughöhe (pressure altitude) hervorgerufen sind. Man müßte also berücksichtigen, daß das Flugzeug bei Durchfliegen der Leewellen trotz der eingeleiteten Flugmanöver gehoben bzw. gesenkt wird und der Pilot die Höhenänderung erst nach einiger Zeit durch zusätzliches „Drücken" bzw. „Anziehen" zu korrigieren sucht.

5. Schlußbemerkungen

In die hier vorgelegten Analysen gingen sowohl Meßfehler als auch subjektive Fehler ein. Erstere werden als sehr klein angegeben (Endlich und Rados 1959), letztere lassen sich nur schwer kontrollieren. Es kann jedoch im Hinblick auf immer wiederkehrende charakteristische Züge im Aufbau der Atmosphäre angenommen werden, daß — abgesehen von den kleinsten Details — die Analysen zuverlässig sind. Aus den Messungen des „Project Jet Stream" geht eindeutig hervor, daß die Atmosphäre selbst in größeren Höhen im Bereich des Jet Stream wesentlich mehr Strukturierung aufweist, als dies aus den Temps der Wettertelegramme jemals hervorgehen würde. Besonders für den Flugverkehr erscheint es von Wichtigkeit, die Feinstruktur der Atmosphäre einem eingehenden Studium zu unterziehen, da manche Phänomene, wie etwa das der Clear-Air-Turbulence, von der atmosphärischen Detailstruktur stark beeinflußt erscheinen.

Der vorliegende Bericht wurde im Auftrag und mit Unterstützung des Bundesverkehrsministeriums der Bundesrepublik Deutschland im Rahmen des Projekts „Streckenplanung" der Deutschen Lufthansa abgefaßt. Die Verfasser sind den Herren Roy M. Endlich, Dr. Ralph Shapiro und George S. McLean, Geophysics Research Directorate, Air Force Cambridge Research Center, für die Überlassung des reichhaltigen Datenmaterials (Staff Members [*15*]) zu großem Dank verpflichtet. Ferner sei Herrn Prof. Dr. H. Flohn, Offenbach, und Herrn Dr. H.-J. Tanck, Hamburg, für wertvolle Diskussionen und für die Hilfe bei der Erstellung dieses Forschungsprojektes gedankt.

Literatur

1. Bellamy, J. C.: The Use of Pressure Altitude and Altimeter Correction in Meteorology. J. Met. **2**, 1—79 (1945).
2. Brundidge, K. C.: A Preliminary Study of Eleven Project Jet Stream Flights, 1956—1957 Phase. A & M College of Texas, Final Report Contract AF 19(604)—1565, p. 86—108 (1958).

3. Brundidge, K. C., and J. L. Goldman: Some New Jet Stream Models. A & M College of Texas, Final Report Contract No. AF 19(604)—1565, p. 109—126 (1958).
4. Corby, G. A., and C. E. Wallington: Airflow Over Mountains: the Lee Wave Amplitude. Quart. J. Roy. Met. Soc. **82**, 266—274 (1956).
5. Danielsen, E. F.: The Laminar Structure of the Atmosphere and its Relation to the Concept of a Tropopause. Arch. Met. Geoph. Biokl. **A 11**, 293—332 (1959).
6. Endlich, R. M., and G. S. McLean: The Structure of the Jet Stream Core. J. Met. **14**, 543—552 (1957).
7. Endlich, R. M., and R. M. Rados: The Meteorological Measurements and Field Program of Project Jet Stream from 1956 to 1958. Geoph. Res. Pap. No. 64, Air Force Cambridge Research Center (1959).
8. Reed, R. J., and E. F. Danielsen: Fronts in the Vicinity of the Tropopause. Arch. Met. Geoph. Biokl. **A 11**, 1—17 (1959).
9. Reiter, E. R.: The Layer of Maximum Wind. J. Met. **15**, 27—43 (1958).
10. Reiter, E. R.: Die nordamerikanische Strahlstromwetterlage vom 23. bis 27. Januar 1957 an Hand von Forschungsflügen des „Project Jet Stream". Beitr. Phys. Atm. (im Druck).
11. Reiter, E. R.: The Detailed Structure of the Wind Field Near the Jet Stream. J. Met. (im Druck).
12. Reiter, E. R.: Project Jet Stream Research Flight No. 30, April 8, 1957. Quart. J. Roy. Met. Soc. (im Druck).
13. Reiter, E. R.: Turbulenz im wolkenfreien Raum (Clear-Air Turbulence). Ber. dtsch. Wetterd. Nr. **61**, 42 pp. (1960).
14. Scorer, R. S.: Gravity Waves in the Atmosphere. Arch. Met. Geoph. Biokl. **A 4**, 176—193 (1951).
15. Staff Members. Project Jet Stream and Data Reduction Laboratory, Univ. of Dayton, Ohio, 1959: Flight Data Pertaining to Jet Stream.

551.510.721

(Aus der Physikalisch-Bioklimatischen Forschungsstelle München, Leiter: Dr. med. G. Kampik)

Spaltprodukt-Radioaktivität in Niederschlägen, auf Gletscherflächen, in Gräsern und Tierorganen nach Messungen in verschiedenen Höhenlagen der Nordalpen in den Jahren 1957 bis 1960

Von

Reinhold Reiter[1]

Mit 17 Textabbildungen

Zusammenfassung. Die vorliegende Arbeit gibt einen Überblick über Messungen der künstlichen Beta- und Gamma-Radioaktivität (Spaltproduktaktivität) in Niederschlägen, auf einer Gletscherfläche und in Gras- und Tierorganproben. Das Wesentliche der Untersuchung liegt nicht allein in der lückenlosen zeitlichen Erfassung aller dieser Größen seit 1957/58, sondern vor allem in der synchronen Bestimmung der Aktivitätswerte in Proben, die gleichzeitig in verschiedenen Höhenlagen gewonnen worden sind (Niederschlag, Grasaschen). Diesem Zwecke dient ein alpines Stationspaar mit relativ großem Höhenunterschied (1,1 km) bei kleinem Basisabstand (2,5 km). Die Sammlung von Gletschereisproben erfolgte in Höhen von etwa 2600 m NN. Zusätzlich zu den Bestimmungen der Gesamt-, Beta- und Gamma-Radioaktivität der Proben wurden chemisch-radiologische Isotopenanalysen ausgeführt.

Aus dem Vergleich der in verschiedenen Höhen gewonnenen Proben ergibt sich, daß, während die spezifische Niederschlags-Radioaktivität auf dem letzten Kilometer Fallweg noch um im Mittel 20% ansteigt, die mittlere Zufuhr von Aktivität zum Boden an der Bergstation etwa gleich der an der Talstation (wegen unterschiedlicher Niederschlagsmengen) ist. Die spezifische Radioaktivität in den Grasaschen nimmt mit steigender Höhenlage des Probenahmeortes stark zu; diese Höhenabhängigkeit der Kontami-

[1] Zur Zeit Farchant bei Garmisch, Oberbayern, Bundesrepublik Deutschland.

nation kann nicht durch unterschiedliche Aktivitätszufuhr zum Boden in Abhängigkeit von der Höhe erklärt werden. Auch zeigen die Gräser aus verschiedenen Höhen keine Unterschiede bezüglich Wasser- und Mineraliengehalt, die den Höheneffekt der Kontamination erklären könnten. Die auf Gletscherflächen gefundene Konzentration an Kernspaltprodukten ist sehr hoch (maximal mehrere $1000 \cdot 10^{-7}$ μC/cm^3). Ihre zeitlichen und örtlichen Abhängigkeiten werden studiert.

Eine besonders eingehende Auswertung erfahren die in Niederschlägen gefundenen Werte der Radioaktivität, vor allem auch in bezug auf meteorologische Bedingungen (z. B. Labilität), den zeitlichen Abfall der Aktivität (Bestimmung der Explosionszeitpunkte) und die Beziehung zur Luftradioaktivität (wash out-Effekt). Es zeigt sich, daß die Niederschläge sehr oft Aktivität zur Erdoberfläche zurückführen, die an Feinstaub gebunden, durch Luftbewegung vom Boden aufgewirbelt worden war; dadurch entsteht eine Verfälschung der Aktivitätsmessung im Niederschlag. Niederschläge, die an Hochstationen aufgefangen werden, liefern verläßlichere Werte in bezug auf künstliche Radioaktivität aus dem Wolkenniveau, da sich die Aufwirbelungsvorgänge nur in den untersten 100 m der Atmosphäre abspielen.

Summary. Measurements of artificial β and γ radioactivity in precipitation, on glacier surfaces, and in samples of grass and animal matter are described. The observations have been carried out regularly since 1957/58. Samples from different altitudes have been taken simultaneously at two alpine stations (altitude difference 1,1 km, horizontal distance 2.5 km). Glacier ice was sampled at an altitude of 2600 m. In addition to the determinations of radioactivity, analyses of radio-isotopes were carried out.

Comparison of the results from different altitudes shows that the specific radioactivity of precipitation during the last kilometre of its fall increases by about 20%, while the mean addition of radioactive matter to the ground is about equal at the upper and lower station (due to the different amounts of precipitation). The specific radioactivity of grass ashes shows a marked increase with altitude which cannot be explained by a different supply of radioactive matter to the ground. The grass in different altitudes shows no differences in water and mineral content which might otherwise explain the dependence on altitude of radioactive contamination. The concentration of nuclear fission products found on glacier surfaces is very high (maximum several $1000 \cdot 10^{-7}$ μC/cm^3).

The radioactivity of precipitation with respect to the general meteorological conditions (e. g. instability), the decrease with time (after date of nuclear explosion), and the relationship to radioactivity of the air (wash-out effect) are discussed in detail. Measurements of the radioactivity of precipitation are often biased by radioactive dust carried off the ground by turbulence. Therefore, the most reliable determinations of radioactive contamination from the cloud level are obtained by using the precipitation at high altitude stations.

Résumé. Des mesures de la radioactivité β et γ artificielle (produits de fission) de la précipitation, de la surface d'un glacier, de l'herbe et d'organes animaux faites depuis 1957/58 de façon continue ont fourni des valeurs provenant simultanément d'altitudes différentes. Elles ont été faites à deux stations alpines distantes de 2,5 km et à 1,1 km l'une au-dessus de l'autre; la glace fut récoltée á 2600 m. L'analyse des échantillons porta sur la teneur radioactive et la présence d'isotopes.

Alors que la radioactivité de la précipitaton augmente de 20% au cours du dernier kilomètre de chute, l'activité fourni au sol est la même aux deux stations d'en haut et d'en bas. La radioactivité spécifique des cendres d'herbe augmente avec l'altitude, mais cela ne peut tenir à des différences de l'apport d'activité au sol ni à la teneur en sels minéraux ou en eau. Sur le glacier la concentration en produits radioactifs est très élevée.

Il arrive que la précipitation ramène au sol des produits de fission souleveés de terre avec de fines poussières ce qui fausse les mesures relatives aux précipitations. Celles-ci sont plus sûres lorsqu'on les effectue à la montagne puisque les enrichissements par les poussières soulevées sont limités aux premiers cent mètres de l'atmosphère.

A. Vorbemerkungen

Im folgenden soll eine geschlossene Darstellung der Ergebnisse unserer Messungen über die Spaltproduktivität in Niederschlägen, auf Eisoberflächen, in Gräsern und Tierorganen versucht werden, die in den Jahren 1957 bis 1960 im Wettersteingebirge an Proben aus verschiedenen Höhen ausgeführt worden sind (Teilergebnisse wurden bereits mitgeteilt [*1*, *2*]). Die vorliegende Arbeit hat den Charakter eines Arbeitsberichtes und wird sich dementsprechend nicht mit der vergleichenden Besprechung der zahlreichen Ergebnisse anderer Arbeitsgruppen befassen können. Hier ist auch hervorzuheben, daß unsere Untersuchungen von einem Gesichtspunkt aus eingeleitet und durchgeführt wurden, der bislang wenig ins Auge gefaßt worden ist: der streng synchronen Gewinnung von Daten aus verschiedenen Höhenlagen bei möglichst kleiner Basisdifferenz. Es versteht sich von selbst, daß eine annähernd befriedigende Erfüllung dieser Forderung nur im Hochgebirge möglich ist. Unsere Untersuchungen bekamen somit den Charakter einer typischen alpinen Forschungsarbeit und wir sind bestrebt, unter Anwendung der bisher gewonnenen speziellen Erfahrungen die im Alpengebiet gegebenen Möglichkeiten weiter systematisch zu nutzen, um Probleme zu bearbeiten, deren Lösung in anderen geographischen Gebieten schwerlich möglich ist.

B. Ort und Art der Probenahmen, Meßverfahren

1. Die Probenahme- bzw. Sammelstellen

Eine Übersichtskarte mit den Sammel- bzw. Meßstellen Farchant, Wankgipfel und Zugspitzplatt findet sich in einem anderen Zusammenhang in dieser Zeitschrift [*3*].

a) Talstation Farchant bei Garmisch-Partenkirchen

In Farchant (675 m NN) erfolgte neben der Sammlung von Niederschlags- und Grasproben auch die Aufbereitung der Proben und deren Untersuchung auf Radioaktivität. Die Station liegt am östlichen Rande des aus NNE in das Garmischer Becken einmündenden Loisachtals und zwar weit abseits dichter besiedelter Gebiete. Es herrscht ausgeprägtes Talklima.

b) Bergstation Wankgipfel

Der Wank (1780 m NN) begrenzt als fast isolierte Berggestalt das Garmischer Becken im NE und fällt durch seine sanfte Kuppelform auf, die ihn von den umliegenden schrofferen Bergen deutlich unterscheidet. Allein schon durch diese Gestalt ist er für unsere Untersuchungen prädestiniert. Die flache Bergkuppe wird nämlich selten von stürmischen Winden heimgesucht, so daß es gelingt, dicht unter dem Gipfel Niederschlagsproben unter relativ günstigen Bedingungen zu gewinnen. Der Gipfel überragt um einiges die Latschenregion, er ist jedoch lückenlos mit Almgras bewachsen. Die Weide wird im Hochsommer genutzt, jedoch nicht von der Milchwirtschaft. Die horizontale Entfernung des Wankgipfels von der benachbarten Talstation Farchant beträgt nur 2,5 km. Das ist wenig, verglichen mit der Höhendifferenz von 1,1 km.

c) Zugspitzplatt, Gatterl

Die höchsten Erhebungen des Wettersteingebirges, nämlich Zugspitze, Höllentalspitzen, Schneefernerkopf und Wetterwandeck umschließen hufeisenförmig das „Zugspitzplatt". Es ist dies eine karstige, geröllbedeckte, kaskadenartig nach Osten abfallende Hochfläche, die auf ihrer höchsten Stufe im Westen den kleinen, sanft geneigten Zugspitzgletscher („Schneeferner") zwischen etwa 2500 und 2600 m NN trägt. Auf dem Zugspitzplatt findet man fast keine Vegetation. Erst zwischen 2200 und 2000 m NN trifft man auf die ersten Latschen und kleinen Grünflächen, die von den Schafen abgegrast werden. Angehörige der Grenzpolizei[1] haben uns regelmäßig Eisproben vom Schneeferner und Grasproben vom unteren Zugspitzplatt (Gatterlhütte, am Übergang nach Tirol) beschafft.

2. Sammlung und Verarbeitung der Niederschlagsproben

Zum Auffangen des Niederschlags dienten lackierte Blechwannen von 0,61 m^2 (Farchant) bzw. 0,23 m^2 (Wank) Auffangfläche in 0,7 m (Farchant) bzw. 1,8 m (Wank) Höhe über dem Boden. Die Wanne an der Talstation war heizbar. Im Winter konnte deshalb der Schnee gleich in der Wanne geschmolzen werden. An der Bergstation wurden zwei Wannen gegeneinander ausgetauscht. Die Entnahme des Niederschlags erfolgte an beiden Stationen gleichzeitig. Der Zeitpunkt der Entnahme richtete sich nach dem zeitlichen Ablauf des Niederschlags. War offensichtlich eine Niederschlagsphase beendet, so wurde anschließend der aufgesammelte Niederschlag eingebracht. Bei gleichmäßig anhaltenden Niederschlägen wurde spätestens alle 2 Tage entnommen.

Die Verarbeitung der Niederschläge geschah auf folgende Weise (siehe auch [*1*]): die gesamte Probe wurde kräftig geschüttelt. 1 Liter davon wurde abgezogen und filtriert, und zwar immer mit dem Schwarz-

[1] Herrn Amtmann Priller, Herrn Wachtmeister Pickel und ihren Mitarbeitern sei hier ausdrücklich unser herzlicher Dank ausgesprochen.

bandfilter (Nr. 589[1]) von Schleicher und Schüll. Der mittlere Porendurchmesser dieses Filters liegt nach Angabe der Lieferfirma bei 7,5 μ. Das Filter wurde dann bei etwa 700° im Muffelofen verascht. Die Verarbeitung des Filtrats erfolgte nach dem Verfahren von Hinzpeter [4] mittels Kationenaustauscher. Sowohl die Radioaktivität der Filterasche als auch die des Austauschers wurde alsdann mit einem Dünnfenster-Durchflußzähler (Tracerlab) auf Beta- und mittels Szintillationsdetektor auf Gamma-Radioaktivität untersucht. Die Eichung erfolgt auf übliche Weise mittels K^{40}. Vergleichs-Eichmessungen, die vom Sonderausschuß Radioaktivität in Zusammenarbeit mit zahlreichen Meßstationen des Bundesgebietes ausgeführt worden sind, erbrachten befriedigende Anschlußwerte. Zwischen Probenahme und Radioaktivitätsmessung wurde ein Abstand von mindestens 48 Stunden eingehalten, um die natürliche Radioaktivität bis zur Unmeßbarkeit abklingen zu lassen. Alle spezifischen Radioaktivitäten von Niederschlägen sind in dieser Arbeit in Einheiten von 10^{-7} μC/cm³ angegeben.

Bei der Besprechung der Ergebnisse wird nach der filtrierbaren und nach der nichtfiltrierbaren Radioaktivitäts-Komponente der Niederschläge und Eisproben unterschieden. Unter der ersteren verstehen wir dabei die Aktivität der groben Partikel im Niederschlag von im Mittel mehr als 7,5 μ Durchmesser, die sich also abfiltrieren lassen, unter der letzteren dagegen die Aktivität, die das Filter passiert, also erst im Filtrat erfaßt wird (Partikel mit im Mittel weniger als 7,5 μ Durchmesser).

Eine Versuchsserie hat übrigens ergeben, daß durch unser Verfahren der Filtration und Austauscherbehandlung mindestens 98% der Aktivität erfaßt wird, die sich finden läßt, wenn man den Niederschlag oder die Eisschmelze eindampft. Regelmäßiges Eindampfen konnte jedoch in unserem Laboratorium aus technischen Gründen nicht vorgenommen werden, so daß wir der Filtration und Austauscherbehandlung den Vorzug gaben, um so mehr, als die Trennung der „filtrierbaren Komponente" von der „nichtfiltrierbaren", wie wir noch sehen werden, einige Vorteile mit sich bringt.

3. Sammlung und Verarbeitung der Gletschereisproben

Die Untersuchungen waren ausschließlich darauf abgestellt, die an der Eisoberfläche abgelagerten bzw. durch Abschmelzvorgänge zutage tretenden radioaktiven Stoffe zu erfassen. Unsere Probenahme im Sommer 1958 hatte dabei zum Ziel, einen guten *Durchschnitt über die gesamte Gletscheroberfläche* hinweg zu gewinnen. Im Jahre 1958 kam es uns mehr darauf an, den *zeitlichen Verlauf der Aktivität* auf örtlich begrenzten — teils sauberen, teils verschmutzten — Abschnitten des Gletschers zu erfassen. Stets wurden das Gletschereis oder der körnige Firnschnee nur bis zu einer Tiefe von maximal etwa 2 cm abgehoben und aufgesammelt. Die Proben wurden geschmolzen und genau so wie die Niederschläge weiterverarbeitet und auf Beta- und Gamma-Radioaktivität untersucht.

4. Sammlung und Verarbeitung der Grasproben

Die Sammlung der Grasproben erfolgte pro Entnahmeort stets am gleichen Platz. Es wurde jedesmal mindestens 0,2 bis 0,3 kg frisches Gras auf einer Fläche von mehreren m^2 dicht über dem Boden abgerupft und in einem luftdicht schließenden Plastikbeutel bis zur Verarbeitung verwahrt, die meist sofort erfolgte. An den Probenahmestellen wurde niemals gedüngt. Die Probenahme in Farchant und am Wank erfolgte gleichzeitig, und zwar in der Regel zweimal wöchentlich. Die Probenahme am Gatterl hing von der Häufigkeit der Dienstgänge der Grenzpolizeiangehörigen ab. Die pro Entnahmestelle gewonnenen Gräser wurden — natürlich getrennt voneinander — kleingeschnitten und gut durchmischt. Je 30 g wurden anschließend bei etwa 700° verascht. Zur Messung auf Radioaktivität dienten jeweils 300 mg Asche. Von einem Teil der gewonnenen Aschenproben wurden auf chemisch-analytischem Wege Bestimmungen des Kaliumgehaltes vorgenommen. Diese Kaliumwerte dienten dazu, um bei der Berechnung der spezifischen Radioaktivität der Grasaschen den Anteil des K^{40} abziehen zu können.

An den im Jahre 1959 gesammelten Grasproben wurden außerdem noch folgende Untersuchungen ausgeführt: eine abgewogene Menge (10 g) Frischgras (das natürlich nicht älter als mehrere Stunden sein durfte) haben wir in einen Destillierkolben gebracht und mit Xylol überschichtet. Durch Kochen wurde das Wasser ausgetrieben und in einem graduierten Gefäß unter einem Kühlfinger aufgefangen. Mit Verwendung der pro Frischmenge erhaltenen Aschengewichte war es somit möglich, drei Komponenten zu erfassen: a) den Mineralgehalt der Gräser, b) den Wassergehalt der Gräser und c) die Menge an verbrennbaren organischen Substanzen im Frischgras.

5. Chemische Abtrennung einzelner radioaktiver Isotope aus Niederschlags-, Eis-, Gras- und Tierorganproben

Um einen Einblick in die biologische Gefährlichkeit der jeweils festgestellten Gesamt-Aktivitäten der verschiedenen Proben zu gewinnen, hat K. Pötzl [5] chemische Trennungen vorgenommen. Die einzelnen Fraktionen wurden dann mit unseren Geräten auf Aktivität gemessen und ausgewertet. Ziel dieser chemisch-radiologischen Isotopenbestimmungen war, durch „Gesamtanalysen" alle zur Gesamtradioaktivität wesentlich beitragenden Isotope zu erfassen, und zwar:

a) Die seltenen Erden, vor allem vertreten durch die stark hervortretenden Elemente $^{144}Ce + {}^{144}Pr$, neben ^{147}Pm und ^{151}Sm.

b) Die beiden Elemente $^{90}Sr + {}^{90}Y$.

c) Elemente der Ba-Gruppe, deren genauere Identifizierung noch aussteht.

d) Die Elemente $^{137}Cs + {}^{137}Ba$.

Die Summe dieser Teilaktivitäten mußte etwa auf die Gesamtaktivität führen. Tatsächlich lag die „Analysensumme" im Mittel bei 100%

Tabelle 1. *Monatliche Extrema und Mittelwerte der spezifischen Spaltproduktaktivität i Einheitsfläche (= monatliche Bodenbelastung durch Aktivität). Unterscheidung der filtrierb Porendurchmesser des verwendeten Filters: 7,5 μ).* Die mittlere monatliche spezifisch errechnet: „Insgesamt (1)" = arithmetisches Mittel der Einzelproben pro Monat; „In zahl der insgesamt im Monat ausgeführten Atombombentest

Monat Jahr	Tests (USSR)	Station	Maximum in 10^{-7} μC cm^{-3} filtrierbar β	filtrierbar γ	nicht filtrierbar β	nicht filtrierbar γ	Minimum in 10^{-7} μC cm^{-3} filtrierbar β	filtrierbar γ	nicht filtrierb β	nicht filtrierb γ
Mai 1958	3	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
		Farchant	14,7	—	3,4	—	1,7	—	0,4	—
Juni 1958	4	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
		Farchant	27,8	—	7,0	—	1,29	—	0,39	—
Juli 1958	5	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
		Farchant	11,8	—	3,0	—	2,1	—	0,30	—
Aug. 1958	5	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
		Farchant	11,8	—	2,0	—	1,3	—	0,36	—
Sept. 1958	10	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
	(2)	Farchant	15,5	—	1,7	—	1,1	—	0,20	—
Okt. 1958	19	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
	(11)	Farchant	18,6	—	2,8	—	1,1	—	0,19	—
Nov. 1958	8	Wank	—	—	—	—	—	—	—	—
	2	Farchant	13,8	—	2,7	—	5,8	—	0,53	—
Dez. 1958		Wank	20,5	54,2	4,6	5,3	9,8	12,1	0,53	0,
		Farchant	30,4	41,5	6,2	5,1	3,4	6,1	0,57	3,
Jan. 1959		Wank	9,6	13,7	1,5	1,4	3,9	4,8	0,30	0,
		Farchant	24,0	39,2	3,7	3,5	3,3	4,4	0,69	0,
Febr. 1959		Wank	4,9	7,3	0,65	0,5	3,4	6,2	0,25	0,
		Farchant	15,1	24,7	1,45	2,9	5,5	7,6	1,1	1,
März 1959		Wank	8,4	12,1	2,1	2,7	1,9	2,0	0,27	0,
		Farchant	8,0	11,0	2,5	1,7	1,8	2,5	0,30	0,
April 1959		Wank	11,3	15,5	1,6	1,1	2,0	3,1	0,53	0,
		Farchant	8,4	12,5	2,7	2,3	4,9	5,6	1,0	1,
Mai 1959		Wank	13,9	11,7	3,9	4,4	3,5	3,1	0,46	0,
		Farchant	24,0	24,0	2,0	2,2	6,1	4,5	0,38	0,
Juni 1959		Wank	11,7	9,1	2,6	1,8	1,3	0,6	0,29	0,
		Farchant	10,2	8,7	3,0	1,2	1,5	0,34	0,21	0,
Juli 1959		Wank	7,7	7,5	1,1	0,97	1,0	0,82	0,08	0,
		Farchant	3,3	2,8	0,46	0,95	1,9	1,0	0,12	0,
Aug. 1959		Wank	4,7	3,5	0,46	1,02	0,57	0,48	0,07	0,
		Farchant	22,2	3,8	0,60	2,3	0,76	0,68	0,06	0,
Sept. 1959		Wank	2,7	2,5	0,68	1,0	0,40	0,41	0,00	0,
		Farchant	0,60	0,81	0,11	1,1	0,30	0,07	0,00	0,
Okt. 1959		Wank	0,54	1,9	0,05	0,13	0,14	0,20	0,00	0,
		Farchant	0,92	3,1	0,14	0,95	0,09	0,20	0,00	0,
Nov. 1959		Wank	1,6	1,9	0,70	1,2	0,19	0,00	0,00	0,
		Farchant	1,1	1,1	0,09	1,2	0,16	0,27	0,03	0,
Dez. 1959		Wank	1,4	1,4	0,07	1,2	0,29	0,14	0,02	0,
		Farchant	0,6	0,8	0,07	0,95	0,20	0,27	0,01	0,
Jan. 1960		Wank	0,34	0,34	0,07	0,95	0,09	0,14	0,01	0,
		Farchant	13,0	8,7	0,13	2,45	0,17	0,14	0,02	0,

ederschlag (β- und γ-Radioaktivität) sowie die Monatssummen der Aktivitätszufuhr pro und der nicht filtrierbaren Komponente der Spaltproduktaktivität im Niederschlag (mittlerer altproduktaktivität (filtrierbar + nicht filtrierbar) ist nach zwei verschiedenen Verfahren samt (2)" = monatliche Bodenbelastung/Monatssumme des Niederschlags. „Tests" = An- ssische Versuche sind zusätzlich in ( ) Klammern angeführt

filtrierbar		Monatsmitel in 10^{-7} µC cm^{-3} nicht filtrierbar		% filtrierbar		Ingesamt (1)		Ingesamt (2)		Bodenbelastung in 10^{-7} µC cm^{-2}		Niederschlag in mm	Zahl der Proben
β	γ	β	γ	β	γ	β	γ	β	γ	β	γ		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,7	—	1,5	—	80	—	7,1	—	5,5	—	35,2	—	65,2	8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,8	—	1,7	—	77	—	7,6	—	4,3	—	50,7	—	119,5	9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,2	—	1,6	—	80	—	7,8	—	6,4	—	88,5	—	138,4	11
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,1	—	0,98	—	84	—	6,0	—	5,4	—	53,2	—	99,5	12
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,5	—	0,57	—	86	—	4,1	—	3,7	—	24,0	—	84,3	10
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,2	—	1,38	—	82	—	7,6	—	4,3	—	65,2	—	152,4	13
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
,5	—	1,82	—	85	—	12,3	—	13,5	—	43,5	—	32,3	7
,1	24,0	2,1	4,1	88	86	17,2	28,0	14,8	22,2	111,3	166,1	75,7	6
,7	24,2	2,6	4,3	87	85	20,3	28,4	16,3	23,6	111,3	161,7	68,4	6
,6	9,0	0,88	0,85	88	88	7,4	9,8	7,3	9,0	68,6	87,2	95,2	7
,6	17,7	1,5	1,4	88	93	13,1	19,1	10,4	14,6	84,4	118,0	80,8	7
,1	6,7	0,6	0,5	87	89	4,7	7,3	5,2	7,6	8,2	12,1	15,9	2
,3	16,2	1,3	2,0	89	89	11,6	18,2	8,0	11,6	13,8	20,0	17,3	2
,6	6,9	1,3	1,1	81	86	6,9	8,0	4,7	5,1	27,1	29,7	58,3	5
,5	6,3	1,6	1,3	74	83	6,1	7,5	4,3	5,4	17,6	22,3	41,0	5
,6	9,0	0,89	1,2	86	87	6,5	9,0	6,8	9,3	25,6	35,0	37,7	3
,7	7,9	1,9	1,6	78	84	8,6	9,5	9,9	8,4	85,4	70,2	85,7	4
,5	7,6	1,8	1,6	83	82	10,3	9,2	7,7	6,7	101,8	88,4	132,8	7
,5	11,0	1,3	1,0	91	92	13,8	12,0	10,1	8,4	161,7	133,7	160,5	9
,1	3,7	0,76	0,69	87	84	5,8	4,4	6,1	4,9	179,4	143,7	292,4	11
,0	3,28	0,83	0,44	86	88	5,8	3,7	5,1	4,0	84,2	67,3	166,8	10
,9	2,3	0,44	0,41	87	85	3,3	2,7	2,7	2,2	43,4	36,8	164,3	7
,7	1,8	0,34	0,37	67	83	4,0	2,1	2,8	1,7	33,3	21,1	120,9	7
,8	1,3	0,24	0,53	88	80	2,1	1,8	1,8	1,7	30,4	28,4	169,8	9
,3	2,0	0,29	0,71	94	74	4,6	2,7	2,9	2,5	38,3	33,2	131,0	11
,0	1,1	0,22	0,56	82	66	1,2	1,6	1,1	1,1	7,9	7,8	71,4	4
,4	0,46	0,04	0,57	90	45	0,44	1,0	0,53	1,6	3,6	10,6	66,8	4
,31	0,70	0,02	0,05	95	94	0,35	0,75	0,23	0,37	0,85	1,4	36,6	3
,44	1,0	0,07	0,24	86	81	0,51	1,24	0,55	0,75	2,12	2,9	38,9	4
,80	0,85	0,05	0,54	94	60	0,85	1,40	0,62	0,62	2,0	2,0	32,5	4
,51	0,67	0,05	0,73	91	48	0,55	1,40	0,42	1,1	1,4	3,6	33,1	4
,59	0,48	0,04	0,67	92	42	0,63	1,15	0,73	1,2	4,3	6,8	59,0	6
,34	0,46	0,04	0,46	89	50	0,39	0,92	0,44	1,1	2,3	6,0	53,0	6
,24	0,23	0,02	0,39	91	37	0,26	0,63	0,26	0,61	3,0	7,1	117,2	9
,85	1,36	0,07	0,53	97	72	1,92	1,89	2,19	1,48	24,0	16,2	109,5	8

Fortsetzung der Tabelle 1.

Monat Jahr	Tests (USSR)	Station	Maximum in 10^{-7} µC cm^{-3} filtrierbar β	filtrierbar γ	nicht filtrierbar β	nicht filtrierbar γ	Minimum in 10^{-7} µC cm^{-3} filtrierbar β	filtrierbar γ	nicht filtrier β	
Febr. 1960	1	Wank	0,69	1,8	0,15	1,54	0,17	0,20	0,05	0
		Farchant	1,0	1,8	0,85	1,1	0,19	0,27	0,27	0
März 1960		Wank	4,3	3,8	0,1	2,0	0,22	0,04	0,00	0
		Farchant	2,6	3,5	0,1	1,2	0,29	0,07	0,00	0
April 1960	1	Wank	2,4	2,4	0,48	1,7	0,10	0,00	0,00	0
		Farchant	0,8	0,8	0,65	1,2	0,14	0,20	0,05	0
Mai 1960		Wank	0,76	1,1	0,41	1,2	0,03	0,07	0,02	0
		Farchant	1,07	1,6	0,15	0,82	0,02	0,00	0,00	0
Juni 1960.....		Wank	1,1	1,0	0,1	0,00	0,05	0,14	0,03	0
		Farchant	0,92	0,75	0,55	1,1	0,09	0,00	0,03	0
Juli 1960		Wank	1,9	1,8	0,17	0,82	0,14	0,00	0,00	0
		Farchant	0,61	0,68	0,14	0,68	0,08	0,00	0,02	0

(Maximum 113%, Minimum 80%). Dieses Ergebnis ist vollauf befriedigend, wenn man bedenkt, daß ja die Durchführung der chemisch-radiologischen Gesamtanalyse mit ungleich größeren Schwierigkeiten verbunden und mit ungleich größeren Fehlern behaftet ist als eine gewöhnliche chemische Gesamtanalyse irgendeines Stoffgemisches, wobei leicht eine Genauigkeit von $\pm$ 1% erreicht werden kann.

Es muß außerdem noch auf folgende Umstände hingewiesen werden: Bei der chemischen Analyse der Gletscherrückstände zeigte sich überraschenderweise, daß sie große Anteile silikathaltiger Mineralien enthalten. Wir rechneten nämlich mit einem starken Überwiegen von Gesteinsmehl aus der näheren Umgebung (Wettersteinkalk). Es mußten deshalb silikatchemische Verfahren zum Aufschluß der Proben angewendet werden, und zwar nicht nur bei den Gletscherrückständen, sondern zur Sicherheit auch bei Regen- und Grasproben. Da die silikathaltigen Mineralbestandteile wohl überwiegend aus dem Kristallin der Zentralalpen (zum kleineren Teil aus der Sahara) stammen, mußten auch den natürlichen Strahlern (Uran, Radium, Thorium) bei der Untersuchung zur Sicherheit Beachtung geschenkt werden. Es zeigte sich dabei mit hoher Wahrscheinlichkeit, daß die mit den Elementen der Bariumgruppe isolierte Aktivität nicht vom natürlichen Radium herstammt. Auch scheidet das ^{137}Ba als Quelle aus, da dieses Element ja sehr kurzlebig ist und nach Trennung von seiner Muttersubstanz bald nicht mehr nachweisbar ist. Neuere Untersuchungen sollen hier Aufklärung bringen.

Es ist schließlich noch darauf hinzuweisen, daß zur Vermeidung gegenseitiger Verunreinigungen der in der Aktivität sehr unterschiedlichen Isotopenfraktionen die Trennung sehr scharf und mit kleinen Trägermengen ausgeführt werden mußten.

Für die Durchführung der chemischen Trennungen wurden zum Teil neuartige Verfahren angewandt, die sowohl große Zeitersparnis als auch eine Verbesserung der Trenngenauigkeit mit sich bringen. Sie werden demnächst an anderer Stelle von K. Pötzl veröffentlicht.

Monatsmittel in 10^{-7} µC cm^{-3}									Bodenbelastung			
iltrierbar		nicht filtrierbar		% filtrierbar		Insgesamt (1)		Insgesamt (2)		in 10^{-7} µC cm^{-2}		Niederschlag in mm	Zahl der Proben
γ	β	γ	β	γ	β	γ	β	γ	β	γ			
40	1,00	0,07	0,94	86	51	0,47	1,94	0,36	1,82	2,4	12,3	67,0	8
40	0,72	0,21	0,71	66	51	0,61	1,43	0,42	1,4	1,9	6,5	45,7	8
09	0,92	0,05	0,69	95	58	1,14	1,6	1,04	1,13	9,8	10,7	94,5	8
78	0,94	0,06	0,67	93	59	0,84	1,6	0,65	1,8	5,9	15,4	98,7	8
86	0,90	0,11	0,60	88	60	0,97	1,5	0,76	1,4	5,2	9,2	68,1	9
36	0,52	0,14	0,48	71	52	0,5	1,0	0,57	1,0	4,2	6,6	72,7	9
44	0,54	0,11	0,56	80	50	0,55	1,1	0,41	0,71	4,4	7,6	107,4	9
36	0,45	0,05	0,37	88	55	0,41	0,83	0,25	0,63	2,6	6,6	104,3	9
34	0,44	0,07	0,41	84	52	0,41	0,85	0,34	0,79	7,7	17,7	226,1	10
40	0,31	0,11	0,51	78	38	0,51	0,81	0,47	0,86	7,9	14,7	170,7	10
52	0,48	0,06	0,32	91	60	0,58	0,80	0,48	0,66	10,1	13,8	210,2	11
24	0,22	0,06	0,26	82	46	0,30	0,47	0,25	0,32	4,5	5,8	179,5	11

C. Die Spaltproduktaktivität im Niederschlag

1. Tabellarische Übersicht über die bisherigen Meßergebnisse

Die Tabelle 1 enthält die bisherigen Meßergebnisse, wobei allerdings auf die Angabe der Aktivität jeder *einzelnen* Niederschlagsprobe verzichtet wurde. Als Ersatz dafür ist neben den Monatsmittelwerten der jeweilige maximale und minimale Wert pro Monat angegeben. Die Tabelle ist so angeordnet, daß leicht die vertikalen Unterschiede (Vergleich von Berg- und Talstation), die Unterschiede zwischen filtrierbarem und nicht filtrierbarem Anteil und die Unterschiede zwischen Beta- und Gammaradioaktivität betrachtet werden können. Systematische Vergleiche dieser Art wurden nämlich bis jetzt noch nicht ausgeführt. Weiter gibt die Tabelle 1 noch die der Flächeneinheit pro Monat zugeführte Aktivität (Bodenbelastung), die Monatssummen des Niederschlags, die Anzahl der genommenen Proben und die Zahl der pro Monat von den USA, vom Königreich England und von der USSR ausgeführten Atombombentests an. Die russischen Tests sind zusätzlich für sich allein in runden Klammern angegeben, da diese ja in relativ geringer Entfernung ausgeführt worden sind und sich deshalb frühzeitig in Aktivitätsanstiegen in unserem Meßgebiet bemerkbar machen konnten.

Die Tabelle 1 zeigt, daß im Meßzeitraum zwei Gipfel in der mittleren Kontamination des Niederschlags aufgetreten sind, und zwar im Dezember 1958 und im Mai 1959. Ab Herbst 1959 gingen die Meßwerte laufend erheblich zurück. Es besteht kein Zweifel, daß das eine Folge der Einstellung der Bombentests ist. Der Parallelgang zwischen monatlichen Werten der Bergstation und denen der Talstation ist stark ausgeprägt. Die Maximal- und Minimal-Werte weichen dagegen mehr oder weniger stark voneinander ab, worauf wir unten noch näher eingehen werden.

Zur Berechnung des Monatsmittelwertes der spezifischen Kernspaltproduktaktivität im Niederschlag wurden zwei verschiedene Verfahren verwendet:

1. Arithmetische Mittelung über alle Einzelproben des gleichen Monats. [In der Tabelle mit „insgesamt (1)" bezeichnet.]

2. Teilung der monatlichen Bodenbelastung durch die Niederschlags-Monatssumme. [In der Tabelle mit „insgesamt (2)" bezeichnet.] Dieses Verfahren liefert den „Zisternenwert", d. h. die mittlere Kontamination, wenn man alle Einzelniederschläge in einem Sammler zusammenkommen läßt.

In Veröffentlichungen und Berichten findet man sowohl das eine als auch das andere Verfahren angewendet, weshalb hier beide Angaben gemacht werden sollen. Zur Berechnung der monatlichen Mittel für

Tabelle 2.

Gesamtmittelwerte der spezifischen Spaltproduktaktivität des Niederschlags für die Zeit v Dezember 1958 bis Juli 1960 und Gesamtsumme der Aktivitätszufuhr pro Einheitsfläc (= Bodenbelastung durch Aktivität) sowie Gesamt-Niederschlagsmenge in der gleichen Z

Station	mittlere spezifische Radioaktivität des Niederschlags in 10^{-7} µCcm^{-3} (aus Bodenbelastung/Niederschlagsmenge)								Gesamt-Bodenbelastung durch Aktivitätszufuhr in 10^{-7} µCcm^{-2}		Gesamt-Niederschlagsmenge in
	filtrierbar		nicht filtrierbar		Prozent filtrierbar		insgesamt				
	β	γ	β	γ	β	γ	β	γ	β	γ	
Wank	2,72	2,78	0,35	0,63	88	81	3,07	3,41	653,4	724,7	2131
Farchant	3,25	3,30	0,48	0,73	82	78	3,73	4,04	687,6	742,7	1845
Talwerte in % der Bergwerte ausgedrückt (Wankwerte = 100%)	120	119	137	116	—	—	122	118	105	104	86

die beiden Filterkomponenten allein diente ausschließlich Verfahren 1. Die in Tabelle 2 zusammengestellten Werte der mittleren spezifischen Niederschlagsradioaktivität sind aus technischen Gründen nach Verfahren 2 berechnet.

Wir wollen noch eine vergleichende *Gesamtbeurteilung* der bisherigen Proben über die *ganze Meßzeit hinweg geben* (Tabelle 2), während welcher an beiden Stationen gleichzeitig Niederschlag gesammelt worden ist. Dabei kommen wir zu folgenden Schlußfolgerungen:

Die *spezifische Radioaktivität* ist über lange Zeit an der Talstation um rund 20% höher als an der Bergstation[1]. Das gilt sowohl für Beta- als auch für Gammaradioaktivität beim filtrierbaren Anteil. Beim nichtfiltrierbaren Anteil beträgt der Überschuß im Tal 37% (Betaradioaktivität) bzw. 16% (Gammaradioaktivität). Dieser Unterschied wird verständlich, wenn man bedenkt, daß die Cer-Verbindungen relativ schwer löslich sind und gerade das Cer die Hauptquelle für die Gammastrahlung liefert. Im Mittel erweisen sich 82 bis 88% (Betaradioaktivität)

[1] Anläßlich der Isotopenuntersuchungen (siehe C. 8), die *nur für das Jahr 1959* ausgeführt wurden, ergab sich ein Überschuß der Gesamt-Radioaktivität an der Talstation von nur 10%.

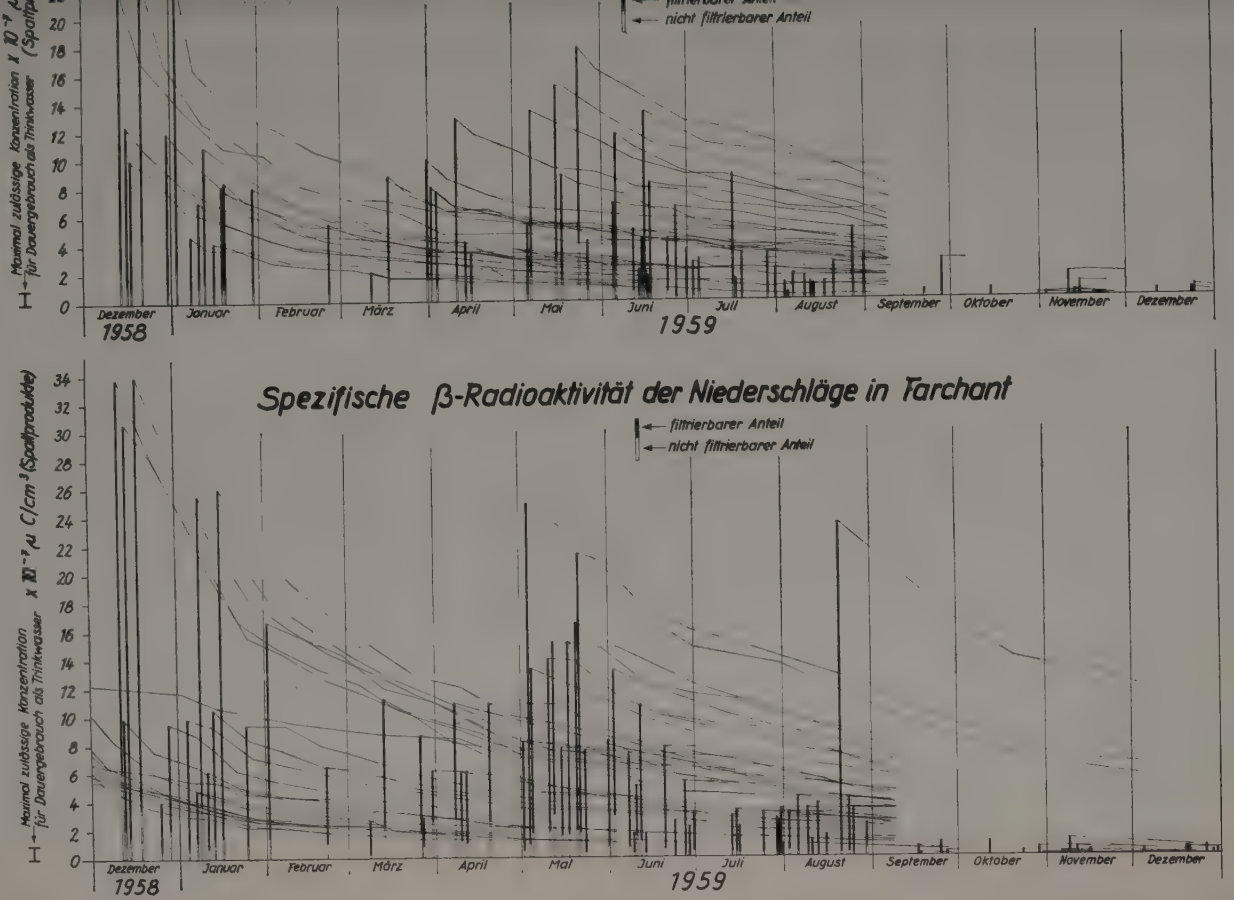


Abb. 1. Spezifische β-Spaltprodukt-Radioaktivität der einzelnen, an den Stationen Wank und Farchant aufgefangenen Niederschlagsproben im Jahre 1959. Es ist nach filtrierbarem und nicht filtrierbarem Anteil unterschieden. Für die meisten Proben ist außerdem der zeitliche Abfall der Aktivität angegeben

bzw. 78 bis 81% (Gammaradioaktivität) als filtrierbar (mittels Filter 589[1] Schleicher und Schüll). Im Durchschnitt liegt die spezifische Gammaradioaktivität an beiden Stationen etwas höher als die Betaradioaktivität. Betrachtet man nun die *im Meßzeitraum dem Boden insgesamt zugeführte Radioaktivität* (Bodenbelastung pro Flächeneinheit), so findet man praktisch keinen Unterschied mehr zwischen Tal- und Bergstation (Überschuß an der Talstation von 4 bis 5%). Diese Verschiebung gegenüber der spezifischen Radioaktivität, bezogen auf das Volumen des flüssigen Niederschlags, wird verständlich, wenn man die im Meßzeitraum insgesamt gefallene Niederschlagsmenge betrachtet. Diese ist an der Bergstation um rund 13% größer als an der Talstation. Höhere Niederschlagsmenge und niedrigere spezifische Niederschlagsradioaktivität am Berg gleichen sich also gegenseitig etwa aus. Immerhin dürfte die Feststellung, daß die Gesamt-Bodenbelastung an der Bergstation nicht größer ist als an der Talstation, im Hinblick auf unsere Untersuchungen über die Kontamination der Grasaschen in verschiedenen Höhen sehr wichtig sein.

2. Graphische Darstellung der Einzelwerte aus den Jahren 1959 und 1960 mit zeitlichem Abfall

In Abb. 1 sind die in der Zeit von Dezember 1958 bis einschließlich Dezember 1959 gemessenen *Einzel*werte der Niederschlagsradioaktivität mit den zugehörigen Abfallkurven eingetragen[1]. Abb. 2 enthält die Ergebnisse für das 1. Halbjahr 1960. Man sieht sofort, daß im *Einzelfall* recht große Unterschiede in den Aktivitätswerten zwischen Berg-Niederschlag und Tal-Niederschlag auftreten können. Wir werden uns mit diesen hier und im folgenden noch eingehender zu beschäftigen haben. Ging schon aus den in C. 1 besprochenen Mittelwerten deutlich hervor, daß der Talniederschlag höhere spezifische Aktivität aufweist als der Bergniederschlag, so wird das bei einer Reihe von Einzelfällen (siehe Abb. 1 und 2) noch ganz besonders deutlich. Die Ursache wird hauptsächlich[2] darin zu sehen sein, daß der Niederschlag auf dem Fallweg zwischen dem Niveau der Berg- und dem der Talstation weiter laufend Aktivität aus der Luft aufnimmt. So sind z. B. die zum Talniederschlag gehörigen Säulen im Dezember 1958 nach den russischen Kernexplosionen ungleich höher als die dem Bergniederschlag zuzuordnenden. Weiter fällt auf, daß der zeitliche Aktivitätsabfall der Bergproben anfangs viel steiler ist als der der Talproben. Wir ziehen daraus den Schluß, daß der Niederschlag in der etwa 1 km dicken Schicht über dem Tal Radioaktivität aufgenommen hat, der eine längere Halbwertszeit zukommt als jener im Niederschlag aus großen Höhen heruntergeführten Radioaktivität. Wir ersehen bereits daraus, daß Niederschlägen, die in großer Höhe aufgefangen wurden, ein weitaus größeres Gewicht im Hinblick auf eine genaue Analyse der aus dem Gebiet der Niederschlags-

[1] Eine analoge graphische Darstellung der Werte von 1958 findet sich in [7].

[2] Verdunstung auf dem Fallweg kann ebenfalls zum Anstieg beitragen.

bildung mitgeführten Radioaktivität zukommt als Niederschlägen, die im Flachland oder im Tal aufgefangen worden sind. Wir kommen darauf gleich noch zurück.

Wir wollen noch zwei besonders krasse Fälle betrachten: den Niederschlag am 20. 8. 1959 (Abb. 1) und am 6./7. 1. 1960 (Abb. 2). Beide Male erhielten wir in Farchant eine ganz beträchtliche spezifische Aktivität,

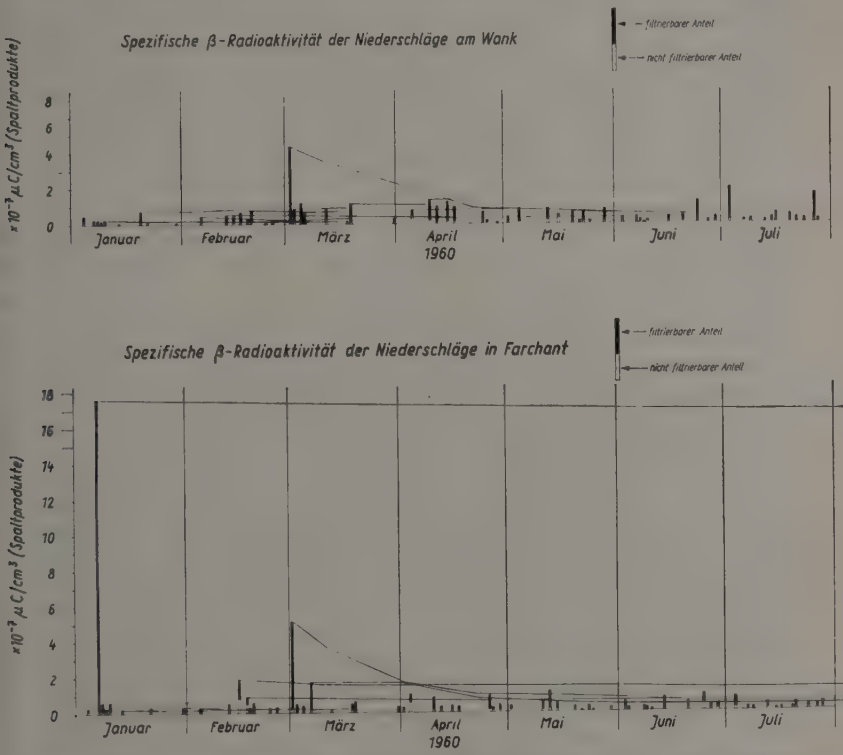


Abb. 2. Wie Abb. 1, jedoch 1. Halbjahr 1960. Spitze am 1. 3. 1960: Spaltprodukte von der 1. Kernexplosion in der Sahara am 13. 2. 1960

am Wankgipfel jedoch nur sehr niedrige Werte. In beiden Fällen betrug der filtrierbare Anteil in Farchant mehr als 98%. Der zeitliche Abfall der Aktivität erfolgte, ganz besonders beim Niederschlag vom 6./7. 1. 1960, sehr langsam. Wir schließen daraus, daß der Niederschlag auf dem Fallweg zwischen den beiden Niveaus der Stationen erhebliche Mengen *langlebiger* radioaktiver Elemente aufgenommen hat. Allerdings ist hier sofort zu fragen, auf welche Weise das möglich ist, da doch die künstliche Radioaktivität in der unteren Atmosphäre mit der Höhe im Mittel eher zu als abnimmt (R. Reiter [*1, 6*]) und der wash-out-Effekt (R.

Reiter [7]) im Mittel nicht so groß ist, daß der Niederschlag auf dem letzten Weg von 1 km seine Aktivität *vervielfachen* könnte. Den Fällen mit extremem Überwiegen der Aktivität im Talniederschlag gegenüber der im Bergniederschlag ist gemeinsam, daß im Talniveau vor Einsetzen des Niederschlags starke Luftbewegung herrschte (z. B. am 20. 8. 1959 heftige Böen vor dem Gewitterregen; in der Nacht 6./7. 1. 1960 Sturm vor und während einem Kaltfrontdurchgang mit Starkregen). Wir glauben annehmen zu können, daß durch den Wind jeweils Feinstaub in der untersten Luftschicht aufgewirbelt wurde, der durch langlebige Kernspaltprodukte kontaminiert ist, die schon vor längerer Zeit am Boden, an Pflanzenoberflächen usw. deponiert worden waren. Dieser Feinstaub wird alsdann durch den Niederschlag ausgewaschen und wieder der Erdoberfläche zugeführt. Dieser Vorgang kann sich mehrmals wiederholen. Zu entsprechenden Ergebnissen im Hinblick auf die wiederholte Aufwirbelung kontaminierter Feinstäube ist R. Reiter [*6*, *8*] auf Grund von Luftradioaktivitätsmessungen gelangt. Wir sehen also hierin einen weiteren Vorteil von Aktivitätsmessungen in solchen Niederschlägen, *die in größerer Höhe* gewonnen worden sind. Sie liefern einen verläßlicheren Wert der Aktivitätszufuhr zum Boden als Messungen an Niederschlägen aus niedrigen Niveaus. So verfälscht z. B. der am 6./7. 1. 1960 in Farchant gemessene Wert das Bild ganz erheblich und wenn auf Grund der gleichzeitigen Messungen am Wank nicht feststehen würde, daß der hohe Talwert durch Spaltprodukte verursacht ist, die bereits schon einmal den Weg von der Höhe bis zur Erdoberfläche zurückgelegt hatten, so würde man zunächst in die Versuchung kommen anzunehmen, daß der hohe Wert durch Herantransport von Spaltprodukten aus einer Kernreaktion jüngeren Datums (Bombentest, undicht gewordener Reaktor) zustande gekommen ist[1]. Einen solchen Fall hingegen können wir gut an einem Niederschlag studieren, der an beiden Stationen am 1. 3. 1960 gesammelt worden ist (siehe Abb. 2). Der rasche zeitliche Abfall der Aktivität (siehe C. 3) zeigt, daß sie nur vom ersten französischen Atomversuch in der Sahara am 13. 2. stammen konnte. Die an beiden Stationen erhaltenen Absolutwerte sind: $4{,}35 \cdot 10^{-7}$ μC/cm^3 am Wank, bzw. $3{,}24 \cdot 10^{-7}$ μC/cm^3 in Farchant. Betrachten wir in Abb. 2 die Reihe der Einzelwerte an der *Berg*station, so fällt die Aktivität des Niederschlags vom 1. 3. als Spitze aus einem langen Zeitraum *deutlich auf*, während der entsprechende *Tal*wert im Schatten eines Extremums steht, das durch Staubaufwirbelung hervorgerufen ist.

3. Einige Bestimmungen des Explosionszeitpunkts

Die Bestimmung des Explosionszeitpunktes durch Anwendung des bekannten $1/t$-Gesetzes (siehe z. B. W. Gerlach [*9*] und A. Sittkus [*10*]) haben wir nicht regelmäßig vorgenommen, und zwar vor allem aus dem

[1] Der langsame Zeitabfall würde allerdings bald darauf hinweisen, daß es sich nicht um eine Kernexplosion in jüngster Zeit als Ursache handeln kann.

Grund, weil ab etwa 1958 bereits eine so weitgehende Vermischung der Aerosole verschiedenen Alters stattgefunden hat, daß genaue Bestimmungen kaum mehr möglich und sinnvoll waren. Immerhin wollen wir in Abb. 3 einige interessantere Fälle betrachten. Wir greifen den schon besprochenen, in Farchant am 20. 8. 1959 gesammelten Niederschlag heraus (Aufwirbelungseffekt, siehe oben) ferner die am 2. 5. 1959 und am 17./18. 12. 1958 in Farchant gewonnenen Niederschlagsproben und zum Vergleich die Niederschlagsprobe 17./18. 12. 1958 vom Wank. Tragen wir die reziproken Zerfallsraten graphisch auf, so erhalten wir — wie üblich — geneigte Gerade, die die Zeitachse irgendwo in der Vergangenheit schneiden. Dieser Schnittpunkt kann als der Explosions-

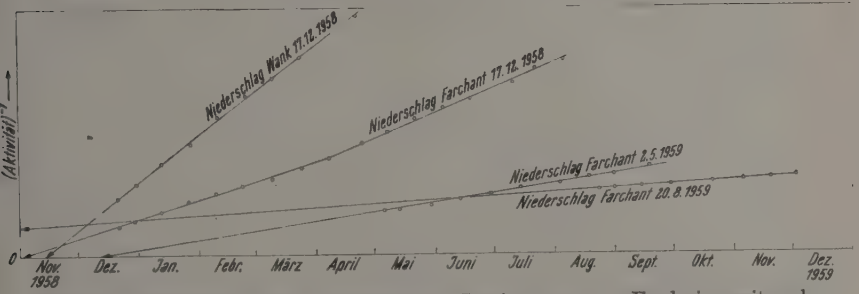


Abb. 3. Anwendung des $1/t$-Gesetzes zur Bestimmung von Explosionszeitpunkten. Auftreten beträchtlicher Differenzen bei der Verwertung von Niederschlagsproben, die an Berg- und Talstation gleichzeitig aufgefangen worden sind

zeitpunkt dann angesehen werden, wenn das künstlich radioaktive Aerosol bis zu seiner Erfassung in der Luft oder im Niederschlag noch nicht mit einem solchen anderer Herkunft und anderen Alters vermischt war.

Der Niederschlag vom 20. 8. 1959 führt zu einem Schnittpunkt mit der Zeitachse etwa im Frühjahr 1958. Es ist mehr als fraglich, ob diese Extrapolation überhaupt irgendeinen Sinn hat. Ist nämlich, wie nach dem obigen anzunehmen, die betreffende Aktivität gar nicht einem einheitlichen Aerosol zuzuordnen, sondern rührt sie vielmehr von alten Ablagerungen an der Erdoberfläche her, so ist die Anwendung des $1/t$-Gesetzes nicht erlaubt. Diese Frage kann aber allein auf Grund der Zeitfunktion nicht beantwortet werden, denn, wie man aus Abb. 3 sieht, bekommt man einen „befriedigend" linearen Verlauf. Es ist also bei Extrapolation gewisse Vorsicht am Platze. Wendet man auf den Niederschlag vom 2. 5. 1959 das $1/t$-Gesetz an, so bekommt man hingegen ein plausibles Ergebnis: die Explosion dürfte Ende 1958 stattgefunden haben. Aufschlußreich ist nun besonders die Anwendung des $1/t$-Gesetzes auf die am 17./18. 12. 1958 *an beiden Stationen gleichzeitig* aufgefangenen Niederschläge. Die reziproken Zählraten liefern für beide Proben lineare Funktionen, jedoch von stark unterschiedlicher Steilheit. Man bekommt eine Differenz von etwa 14 Tagen für das Explosionsdatum, wobei der Talniederschlag auf einen früheren Zeitpunkt schließen läßt. Dieses Er-

gebnis steht in voller Übereinstimmung mit Erfahrungen von A. Sittkus [*10*] beim Vergleich von gleichzeitig in Freiburg und am Schauinsland aufgefangenen Niederschlägen, wobei sich bei der Extrapolation des Explosionszeitpunktes ebenfalls Differenzen ergaben. Sittkus führt diese im Freiburger Raum gefundene Diskrepanz folgerichtig auf Luftkörperunterschiede zurück. Die über dem einen und dem anderen Auffangort herabtransportierten Aerosolpartikel waren offenbar verschiedener Herkunft. Bei der Entfernung Schauinsland—Freiburg (15 km Luftlinie) ist es durchaus möglich, daß zwischen beiden Orten eine bis in größere Höhe

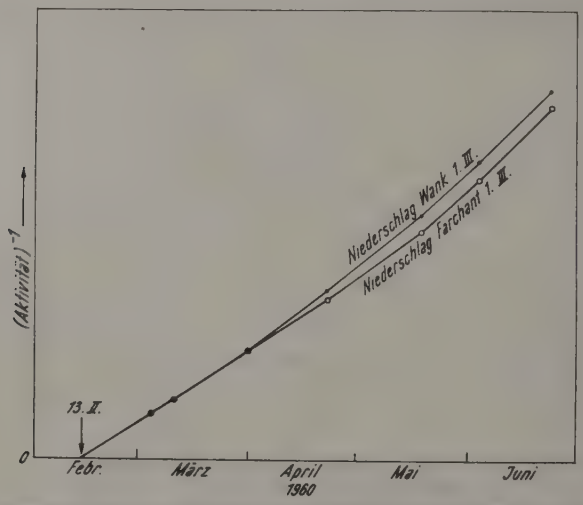


Abb. 4. Anwendung des $1/t$-Gesetzes beim Niederschlag vom 1. 3. 1960, dessen Aktivität von der ersten Kernexplosion in der Sahara am 13. 2. 1960 herrührte

reichende Luftkörpergrenze bestand. Es wurden deshalb wohl nicht nur durch Auswaschung der untersten Atmosphäre, sondern auch durch Auskondensieren in größerer Höhe Aerosolpartikel verschiedener Herkunft mit dem Niederschlag zur Erdoberfläche transportiert. In unserem Falle (Niederschlag 17./18. 12. 1958 am Wank und in Farchant) hingegen steht fest, daß der Niederschlag über beiden Stationen aus ein und demselben Luftkörper fiel. Der durch *Kondensation* herabtransportierte Anteil der Spaltproduktaktivität mußte deshalb derselbe sein. Das bedeutet aber andererseits, daß dem Talniederschlag im Durchfallen des letzten Kilometers langlebiges Aerosol[1] zugeführt worden ist, das nicht von der gleichen Explosion herrührt, die die Hauptaktivität des Niederschlags geliefert hat, sondern schon älter ist. Auf Grund der — nicht sehr genau bekannten — Daten der Versuchsexplosionen ist nicht zu ent-

[1] Der Pegel der künstlichen Luftradioaktivität lag im Dezember 1958 sehr hoch.

scheiden, welches der beiden Niederschlagspräparate den richtigen Wert liefert. Doch besteht kein Grund, anzunehmen, daß die Aktivität des Talniederschlags zu einem besseren Ergebnis führt als die des Bergniederschlages.

Den Fall einer guten Übereinstimmung bei der Extrapolation des Explosionszeitpunktes aus der Aktivität eines gleichzeitig im Tal und am Berg aufgefangenen Niederschlages zeigt Abb. 4 (Niederschlag vom 1. 3. 1960). Beide Kurven führen genau auf den 13. 2. 1960 als Explosionszeitpunkt, den Tag also, an dem der erste Saharaversuch unternommen worden ist. Zwar war die Luftradioaktivität zur Zeit des Niederschlags ebenfalls deutlich erhöht, doch stammte die Aktivität dieses Aerosols vom gleichen Ursprungsort, so daß durch den wash-out-Effekt keine Verfälschung eintreten konnte.

4. Genauere Untersuchungen der Beziehung der Aktivität des Niederschlags im Tal zu der am Berg

Trägt man die Aktivitätswerte der Niederschläge, die an den beiden Stationen gleichzeitig a) im Filtrat und b) am Filter gewonnen wurden, gegeneinander im gleichen Maßstab auf, so erhält man die Abb. 5*a* und *b*. Man bekommt innerhalb eines gewissen Streubereiches eine annähernd lineare Beziehung, und zwar im Mittel *Gleichheit der nicht filtrierbaren Komponenten* an beiden Stationen und einen leichten *Überschuß der filtrierbaren Komponenten an der Talstation*. Das spricht wiederum für eine Aufnahme relativ grober Partikel durch den Niederschlag auf seinem letzten Fallweg. Wir fragen uns in diesem Zusammenhang noch nach dem Einfluß der Niederschlagsmenge. In Abb. 6*a* bzw. *b* ist das Verhältnis der Niederschlagsaktivität Wank/Farchant (*a* für die nicht filtrierbare, *b* für die filtrierbare Komponente) gegen die Niederschlagsmenge, die beim jeweiligen Niederschlag gemessen wurde, aufgetragen. Wir sehen, daß die Verhältniswerte im Falle *a* dem Verhältnis 1 um so näher kommen, je größer die Niederschlagsmenge ist. Eine ähnliche Beziehung findet man für *b* nicht. Das bedeutet, daß Abweichungen der Niederschlagsaktivität in der nicht filtrierbaren Komponente der beiden Stationen zufallsbedingt sind. Die Streuung nimmt nämlich mit wachsender Niederschlagsmenge ab. Denn je größer diese ist, desto besser gleichen sich kleine, unwesentliche lokale Unterschiede aus. Andererseits sind die gegenseitigen Abweichungen auf seiten der filtrierbaren Komponenten von der Niederschlagsmenge unabhängig, also mehr wohl prinzipieller Natur.

5. Beziehung zwischen Spaltproduktaktivität der Niederschläge und atmosphärischer Labilität

Frühere Untersuchungen [*1*] haben ergeben, daß eine Beziehung zwischen der atmosphärischen Labilitätsenergie und der spezifischen künstlichen *Luft*radioaktivität besteht. Als in dieser Hinsicht wesentlich erwies sich das atmosphärische Stockwerk zwischen 700 und 500 mb. Extrem hohe Werte der künstlichen Luftradioaktivität traten über-

wiegend während Zeitabschnitten mit positiver Labilitätsenergie (labiler Schichtung) auf. Es lag nun nahe, eine analoge Untersuchung im Hinblick auf die künstliche Radioaktivität im *Niederschlag* durchzuführen. Über das Ergebnis sei nachfolgend berichtet. Es ist nur noch voraus-

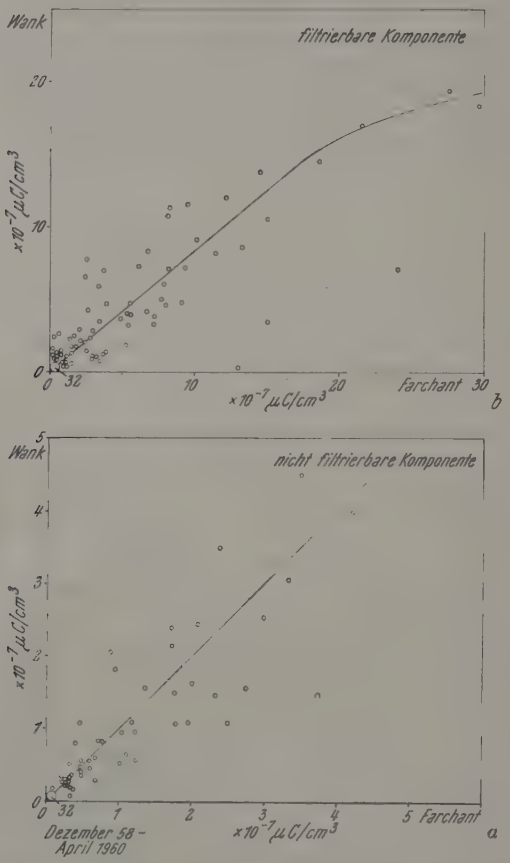


Abb. 5. Gegenseitige Beziehung der Aktivität im Berg- und im Talniederschlag, dargestellt an gleichzeitig aufgefangenen Proben. *a*: nicht filtrierbare, *b*: filtrierbare Komponente

zuschicken, wie die Labilitätsenergie bestimmt wurde. Als Grundlagen dienten die ins Stüve-Papier übertragenen Temperaturdaten der Radiosondenaufstiege von München-Riem. Es wurden die Flächenstücke zwischen den Temperaturkurven, den Feucht- bzw. Trockenadiabaten und den 500 bzw. 700 Millibar-Linien auf dem Diagramm durch Planimetrieren bestimmt. Eine Umrechnung der Flächenwerte in absolute

Energieeinheiten erfolgte nicht, sie wurden vielmehr direkt als „Relativwerte der Labilitätsenergie im Niveau zwischen 700 und 500 mb" verwendet. Im Mittel ist die Labilitätsenergie im Alpenraum etwas größer als über dem Flachland, so daß bereits leichte Labilität in unserem Stations-

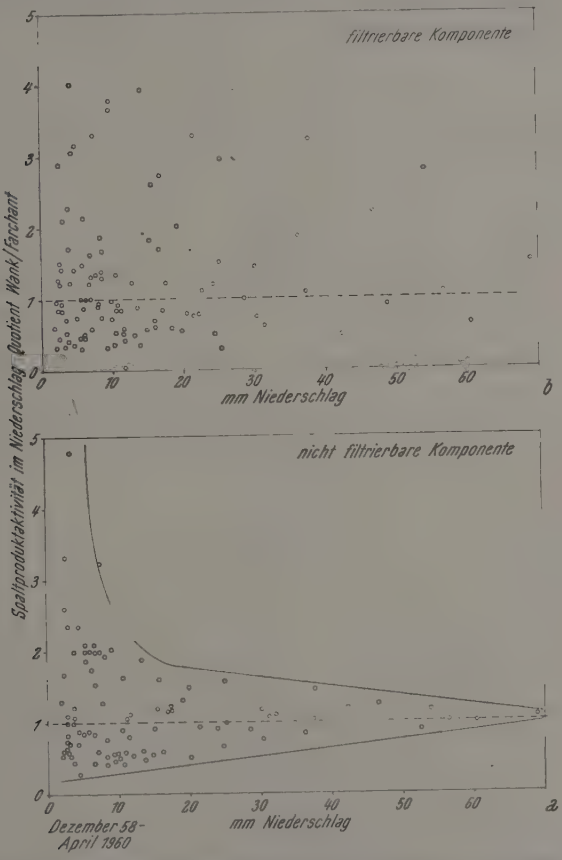


Abb. 6. Quotient der Spaltproduktaktivität im Niederschlag Berg/Tal in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge. *a*: nicht filtrierbare, *b*: filtrierbare Komponente

gebiet herrscht, wenn sich aus den Radiosondendaten gerade die Labilitätsenergie 0 ergibt (Indifferenz). Bei der Auswertung der Niederschlagsradioaktivität mußten im vorliegenden Fall zwei Meßzeiträume unterschieden werden: 1. die Zeit mit hoher Spaltproduktaktivität von Dezember 1958 bis Juni 1959 und 2. die Zeit mit niedriger Spaltproduktaktivität von Juli 1959 bis April 1960.

Das Ergebnis der Untersuchung ist aus Abb. 7 zu ersehen. Während die filtrierbare Komponente der künstlichen Niederschlagsradioaktivität nur eine schwache Abhängigkeit von der Labilitätsenergie zeigt (erhöhte Werte während labiler, niedrige Werte bei stabiler Schichtung), ist die Abhängigkeit der nicht filtrierbaren Komponente von der Labilitätsenergie stark ausgeprägt. Die Beziehung besteht sowohl in der Zeit hoher als auch in der niedriger Spaltproduktaktivität, und sie gilt gleicher-

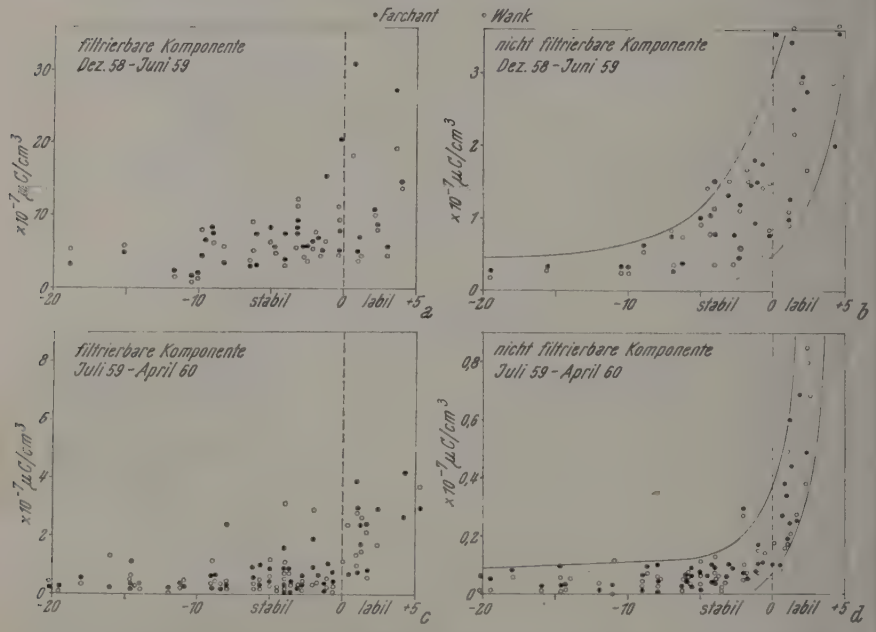


Abb. 7. Beziehung zwischen spezifischer Spaltproduktaktivität im Niederschlag und Relativwert der Labilitätsenergie im Niveau zwischen 500 und 700 mb. Für filtrierbare und nicht filtrierbare Aktivitätskomponente und für zwei Meßzeiträume getrennt dargestellt

maßen für Berg- wie für Talniederschläge. Das Ergebnis scheint plausibel: je größer die atmosphärische Labilität ist, eine desto dickere atmosphärische Schicht wird durch den Niederschlag von radioaktiven Partikeln befreit und umgekehrt. Die Labilitätsenergie in dem betrachteten Stockwerk der Atmosphäre hat dabei nur den Charakter eines Indikators. Es ließen sich zweifellos noch andere aerologische Größen von Bedeutung finden; darnach zu suchen sei hier nicht unsere Aufgabe. Warum übrigens die Bindung der nicht filtrierbaren Komponente der Niederschlagsradioaktivität mit der Labilitätsenergie besonders eng ist, wird verständlich, wenn man die Annahme gelten läßt, daß die Größe der Partikel, die die künstliche Radioaktivität tragen, mit der Höhe in

gewissem Umfange abnimmt. Eine solche Annahme ist nicht abwegig, da ja mit dem Alter (und damit gleichzeitig während dem Herabtransport) der Partikel die Wahrscheinlichkeit von Koagulationsvorgängen ansteigt. Sie widerspricht auch nicht unserer Feststellung, daß das künstlich radioaktive Aerosol bis in Höhen von mindestens 2600 m NN in gröberen Partikeln vorliegt als das natürlich radioaktive Aerosol [*1*, *6*].

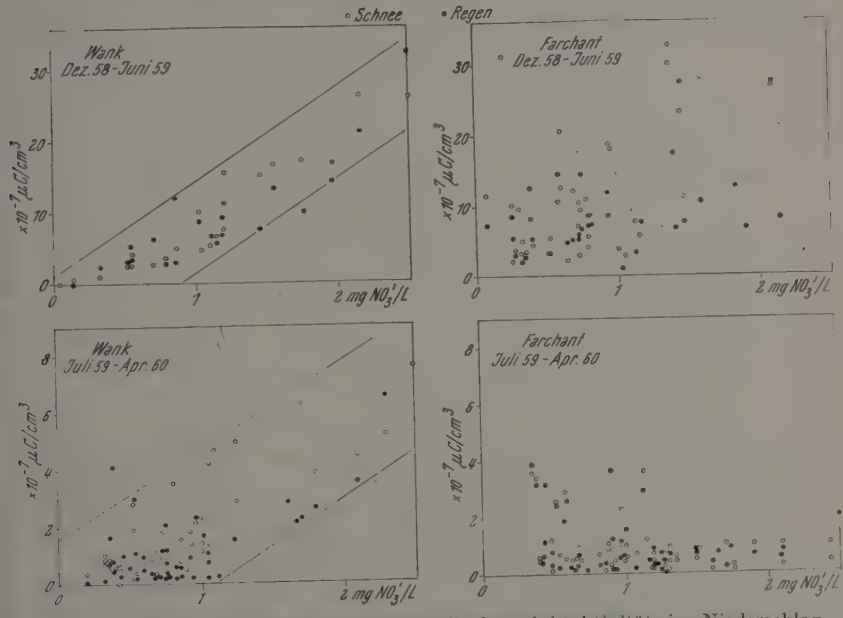


Abb. 8. Beziehung zwischen spezifischer Spaltproduktaktivität im Niederschlag und Gehalt des Niederschlags an NO_3'. Für Berg- und Talstation und für zwei Meßzeiträume getrennt dargestellt

6. Beziehung zwischen Spaltproduktaktivität und NO_3'-Gehalt der Niederschläge

Frühere Untersuchungen von R. und M. Reiter [*11*] haben ergeben, daß eine enge Beziehung zwischen dem Gehalt der Niederschläge an NO_3'-Ionen und der atmosphärischen Labilität besteht: nimmt die Labilitätsenergie zwischen 500 und 700 mb in Richtung von negativen zu positiven Werten zu, so steigt der Gehalt der Niederschläge an NO_3' und umgekehrt. Dieser Zusammenhang gilt sowohl für Regen als auch für Schnee und ist durch atmosphärisch-elektrische Prozesse im Gebiet der Niederschlagsbildung bedingt. Da demnach der NO_3'-Gehalt des Niederschlags als Indikator für hochreichende Labilität anzusehen ist und den Grad der atmosphärischen Labilität im Raum über der

Niederschlagsauffangstelle wohl besser angibt als die relativ weit entfernte Radiosonde, durfte auch eine Beziehung zwischen Spaltproduktaktivität und NO_3'-Gehalt der Niederschläge erwartet werden. Abb. 8 zeigt das Ergebnis. Ganz besonders die Werte des Bergniederschlages zeigen eine klare Abhängigkeit vom NO_3'-Gehalt des Niederschlags. Die Meßdaten des Talniederschlages lassen die Beziehung nur während der Zeit der starken Kontamination erkennen, nicht mehr jedoch ab Sommer 1959. In der gleichen Zeit ist auch die Streuung der Werte des Bergniederschlages größer.

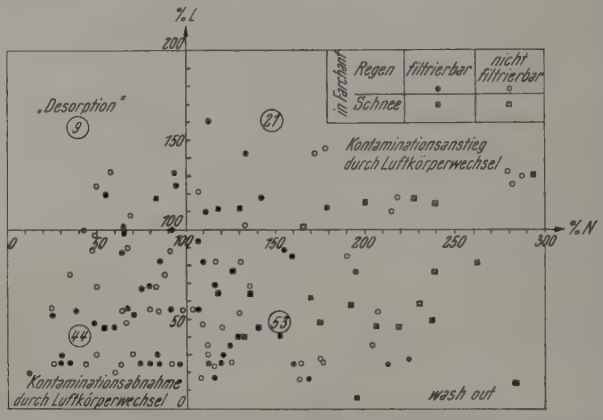


Abb. 9. Beziehung zwischen *Änderung der spezifischen Spaltproduktaktivität in der Luft (%L)* während Niederschlag, bezogen auf die Aktivität vor Niederschlag (= 100% gesetzt), zur *Änderung der spezifischen Spaltproduktaktivität im Niederschlag (%N)* auf dem Weg von der Bergstation (Aktivität des Niederschlags dort = 100% gesetzt) zur Talstation

Wir glauben, im Ergebnis der vorliegenden Untersuchung eine Bestätigung unserer in C. 5 ausgesprochenen Behauptung zu sehen, daß nicht nur die Spaltproduktaktivität der Luft, sondern auch die der Niederschläge vom Grad der atmosphärischen Labilität abhängt.

7. Beziehung zwischen künstlicher Radioaktivität im Niederschlag und künstlicher Radioaktivität in Luft während Niederschlag

Untersuchungsergebnisse zum wash-out-Effekt wurden bereits an anderer Stelle [7] veröffentlicht. Es sollen deshalb hier nur einzelne ergänzende Befunde mitgeteilt werden. Sie beruhen auf folgenden Daten: es wurde für jede der beiden Stationen ausgerechnet, wie hoch der Pegel der *künstlichen Radioaktivität* in der Luft *während der Dauer des Niederschlages* ist, und zwar in Prozenten der Spaltproduktaktivität (%L) in der Luft *während 24 Stunden vor dem* Niederschlagseinsatz (diese = 100% gesetzt). Ferner wurde für den jeweils zugehörigen *Niederschlag* die

spezifische Aktivität in Farchant in Prozenten (%N) der spezifischen Aktivität des gleichen Niederschlags am Wank (= 100% gesetzt) ausgedrückt. Dabei bedeutet $\%N > 100$: die Aktivität nimmt im freien Fall weiter zu und $\%L > 100$: die Aktivität ist während Niederschlag höher als vor Niederschlag. Sinngemäßes gilt für $\%N < 100$ bzw. $\%L < 100$. Trägt man nun die $\%L$- und $\%N$-Werte gegeneinander auf, so erhält man Abb. 9. Die Bedeutung der 4 Quadranten ist angeschrieben.

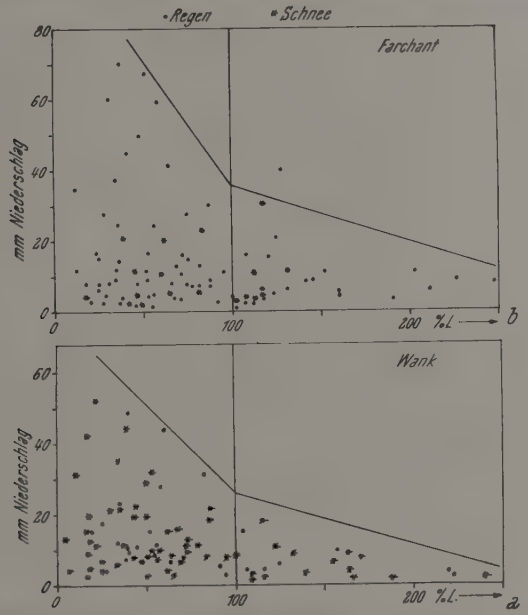


Abb. 10. Beziehung zwischen $\%L$ (siehe Legende zu Abb. 9) und Niederschlagsmenge, getrennt für beide Stationen betrachtet

Man sieht, daß die meisten Punkte (53) in dem Quadranten liegen, der für Auswaschung der Aktivität aus der Luft und Übertritt in den Niederschlag spricht. Umgekehrt liegen im Quadranten, der Desorption erkennen ließe, nur vereinzelte Werte (9). Mit mäßiger Häufigkeit (21) sind gleichzeitige Anstiege der Luft- und der Niederschlagskontamination vertreten, häufiger (44) tritt der entgegengesetzte Fall einer gleichzeitigen Abnahme der Spaltproduktaktivität im Niederschlag und in der Luft ein. Die beiden letzten Variationstypen findet man, wenn ein Luftkörperwechsel eintritt, der gleichzeitig mit einer sprunghaften Veränderung der Kontamination verbunden ist. Abb. 9 zeigt außerdem, daß die Punktverteilung davon unabhängig ist, ob wir die filtrierbare oder nicht filtrierbare Komponente im Niederschlag, oder ob wir Regen oder Schnee betrachten.

Tragen wir schließlich noch die $\%L$-Werte gegen die zugehörige Niederschlagshöhe auf, so erhalten wir Abb. 10 (*a*: Wank, *b*: Farchant).

Der Fall, daß die Spaltprodukt-Aktivität in der Luft während Niederschlag zunimmt, tritt mit steigender Niederschlagshöhe immer seltener auf. Das gilt für die Berg- und die Talstation gleichermaßen und für Regen wie für Schneefall. Aus Abb. 10 ist somit die wash-out-Wirkung in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge unmittelbar abzulesen. Ein Desorptionseffekt, d. h. ein Übertritt von kontaminierten Partikeln aus dem Niederschlag in die Luft bei steigender Niederschlagsmenge (siehe [*12*, *13*]) ist nicht zu erkennen.

8. Anteil einzelner radioaktiver Isotope an der Gesamtradioaktivität des Niederschlags

In Tabelle 3 sind die auf chemisch-radiologischem Wege bestimmten Isotope in den Niederschlagsproben von 1959 zusammengestellt.

Tabelle 3. *Im Niederschlag auf chemisch-radiologischem Wege bestimmte Kernspaltprodukte*

a) β-Radioaktivität von Asche (Glührückstand) bzw. abgetrenntem chemischem Niederschlag nach Beendigung der chemischen Trennung (Frühjahr 1960).

b) β-Radioaktivität von Asche bzw. chemisch abgetrenntem $^{144}Ce + {}^{144}Pr$ zur Zeit der Probenahme, und zwar bei der Asche auf Grund der Messung und bei den Elementen auf Grund der bekannten Halbwertszeit der ^{144}Ce. Bei längerem Probenahmeintervall wurde auf die zeitliche Mitte desselben bezogen.

c) Für Schmelzwasser und Niederschlag aus a) bzw. b) berechnet, wobei der mittlere Gehalt des Schmelzwassers bzw. der Niederschläge an festen Rückständen berücksichtigt wurde.

Substanz	Bezug	Einheit	Alle Niederschläge *Wank*, 70 Proben zu je 1 Liter	Alle Niederschläge *Farchant*, 75 Proben zu je 1 Liter
Ursubstanz	a)	10^{-4} µC/g	159	59
	b)	10^{-4} µC/g	237	88
	c)	10^{-7} µC/cm³	0,96	1,05
Seltene Erden	a)	10^{-4} µC/g	131	51,0
$^{144}Ce + {}^{144}Pr$	b)	10^{-4} µC/g	198	77
	c)	10^{-7} µC/cm³	0,87	0,92
^{90}Sr ohne ^{90}Y	a)	10^{-4} µC/g	6,80	4,90
	c)	10^{-7} µC/cm³	0,031	0,060
Elemente der Ba-Gruppe	a)	10^{-4} µC/g	5,0	1,8
	c)	10^{-7} µC/cm³	0,022	0,022
$^{137}Cs + {}^{137}Ba$	a)	10^{-4} µC/g	5,20	1,95
	c)	10^{-7} µC/cm³	0,023	0,022
Analysensumme:			97%	109%

Tabelle 3 zeigt den zu erwartenden Überschuß der von $^{144}Ce + {}^{144}Pr$ ausgehenden Radioaktivität. Bezogen auf die Trockenrückstandsmenge der Niederschläge ist die Aktivität an der Bergstation stets wesentlich

größer als an der Talstation, mit Ausnahme beim ^{90}Sr, wo der Unterschied recht klein ist. Das bedeutet, daß — vom ^{90}Sr abgesehen — der Niederschlag auf dem letzten Fallweg Partikel mit auffängt (Feinstaub), die weitaus weniger kontaminiert sind als die Partikel, die er aus größerer Höhe mitbringt. Bezogen auf das Volumen ist die spezifische Spaltproduktaktivität im Niederschlag an der Talstation nur um rund $10\,\%$ höher als an der Bergstation, lediglich das Sr liefert im Tal einen um *Faktor 2* höheren Wert. Wir möchten zunächst einmal annehmen, daß dieser Überschuß durch die Aufnahme aufgewirbelter ^{90}Sr-haltiger Feinstäube durch den Niederschlag in der untersten atmosphärischen Schicht zustande kommt. In diesem Feinstaub müßten alte *langlebige* Kernspaltprodukte überwiegen. Es verwundert deshalb nicht, daß das ^{144}Ce darin wenig vertreten ist. Doch wäre anzunehmen, daß neben dem ^{90}Sr auch das ^{137}Cs im Talniederschlag überwiegen müßte, dessen Halbwertszeit etwa 30 Jahre beträgt. Das ist aber nicht der Fall. Nun ist jedoch zu bedenken, daß ^{90}Sr und ^{137}Cs am Boden ein sehr unterschiedliches Schicksal erleiden. Das Cäsium wird von den Pflanzen — wie Kalium — begierig aufgenommen und festgehalten. Man weiß ja, daß sich das den Pflanzen durch fallout zugeführte Cs nicht abwaschen läßt. Cäsiumanteile aber, die nicht von den Pflanzen aufgenommen wurden, also ins Erdreich gelangen, werden, da sie lösliche Verbindungen eingehen, schnell in größere Humustiefen verspült. Andererseits bildet das Strontium in Gegenwart schwacher Säuren (z. B. der Humussäure) sofort schwerlösliche Verbindungen, die in der obersten Humuskrume, aber auch auf anderen Bodenoberflächen verbleiben. Auf diese Weise kann der Unterschied zwischen Sr- und Cs-Anteil im Talniederschlag zustande kommen.

D. Die Spaltproduktaktivität auf dem Gletscher

1. Tabellarische Zusammenstellung bisher gemessener Werte

In Tabelle 4 haben wir die bisher auf dem Schneeferner gemessenen monatlichen Mittel- und Extremal-Werte der Spaltproduktaktivität zusammengestellt. Zunächst fällt auf, daß diese ganz beträchtlich schwanken. Man findet auf sauberen Gletscherflächen Minima von nur einigen 10^{-7} $\mu C\ cm^{-3}$, auf schmutzigen Flächen Maxima von mehreren 1000×10^{-7} $\mu C\ cm^{-3}$. Gamma- und Betaradioaktivität gehen gut parallel. Die Bindung der Spaltproduktaktivität an den oberflächlich erkennbaren Schmutz auf einzelnen Gletscherpartien ist aus mehrfachen Gründen leicht einzusehen: dort, wo sich auf Grund orographischer Bedingungen Schmutz ansammelt (Stellen mit geringer Neigung, starker Ausaperung, windbedingter Staubabsetzung), sammeln sich auch die Kernspaltprodukte an. Da nun weiter die Schmutzpartikel, die ja zum Teil aus oberflächenaktiven Stoffen bestehen (vor allem Ruß, der durch den Vertikalaustausch vom Tal hochgetragen worden ist), die Kernspaltprodukte adsorptiv an sich binden, erfolgen alle weiteren Transporte und Verschiebungen für Schmutz und Spaltprodukte in nahezu gleichem

Tabelle 4. *Spaltprodukt-Radioaktivität auf der Gletscheroberfläche*

Monat Jahr	Saubere Gletscheroberfl. Aktiv. in 10^{-7} µC cm^{-3}						% filtrierbar	Schmutzige Gletscheroberfl. Aktiv. in 10^{-7} µC cm^{-3}						% filtrierbar	Zahl der Proben	
	Maximum		Minimum		Mittel			Maximum		Minimum		Mittel			Sauber	Schmutzig
	β	γ	β	γ	β	γ	β	β	γ	β	γ	β	γ	β		
Sept. 1958 ..	15,4	17,8	2,8	3,7	12,5	15,6	99,82	557	789	66	89	205	380	99,73	120	350[1]
Juni + Juli 1959	30,6	36,2	6,9	4,9	18,9	18,6	99,67	740	1340	91	93	225	416	99,73	6	6[2]
August 1959 .	35,5	44,6	6,2	4,6	15,5	17,2	99,96	1110	1950	325	515	679	1128	99,89	4	4[2]
Sept. 1959 ..	86,0	104,5	12,0	13,4	34,8	48,1	100,0	5620	8260	550	990	2142	3068	98,92	4	4[2]
Okt. 1959 ...	1,9	3,1	1,5	2,3	1,7	2,7	93,9	450	473	69	87	259	278	99,35	2	2[2]

[1] Je einige Kubikzentimeter
[2] Je 1 Liter

Ausmaß, wenn wir von leichtlöslichen Elementen absehen. Die Bindung eines großen Teils der Spaltproduktaktivität an den Schmutz läßt auch leicht verstehen, daß die Filtration zu hohen Ausbeuten führt, die in der Regel über 99% liegen. Die Maximalwerte der Spaltproduktaktivität sind ganz beachtlich, es dürfte kaum noch andere Gebiete, außer den Gletschern geben, in welchen sich oberflächlich solch beträchtliche Mengen von Kernspaltprodukten finden ließen.

2. Zeitliche und örtliche Abhängigkeiten

Im Jahre 1958 haben wir durch Abschreiten von 8 Höhenschichtlinien auf dem Gletscher und regelmäßige Probenahme etwa alle 1 bis 2 Meter versucht, einen Einblick in die örtliche Verteilung der Kernspaltprodukte auf der Gletscheroberfläche zu gewinnen. Weitere Proben wurden im Gletscherschnee, in einem Firnsee und auf einer Altschneefläche genommen. Die Begehung der gesamten Gletscherfläche sollte außerdem zu einem verläßlichen Durchschnitt der gesamten fallout-Ablagerung auf einer großen Fläche führen.

Abb. 11 zeigt das Ergebnis der Untersuchung, wobei wir uns auf die Beta-Radioaktivitätsmessungen beschränken wollen. Jedoch ist bei der Darstellung zwischen filtrierbaren und nicht filtrierbaren Komponenten unterschieden. Letztere sind einerseits auf das Schmelzvolumen, andrerseits auf das Gewicht des Trockenrückstandes bezogen. Der Einfluß der Neigung der Gletscherfläche auf den Ablagerungsgrad ist deutlich zu erkennen. Der Maximalwert liegt bei etwa $350 \cdot 10^{-7}$ µC/cm^3. Dieser wird aber noch durch den Wert auf der Altschneefläche weit überschritten (etwa $650 \cdot 10^{-7}$ µC/cm^3). Verglichen mit den Aktivitätswerten der Eisoberfläche liegen die im Wasser der

beiden kleinen Seen gemessenen extrem niedrig. Es erfolgt also eine sehr wirksame Selbstreinigung beim Abschmelzen des Eises. Der größte Teil der radioaktiven Partikel bleibt auf der Eisoberfläche liegen, die wie ein Filter wirkt.

Bei der Probenahme im Jahre 1959 haben wir versucht, einen Einblick in die *zeitliche* Abhängigkeit der Spaltproduktaktivität der Gletscheroberfläche zu bekommen. Mit diesem Ziel wurden von Ende Juni bis

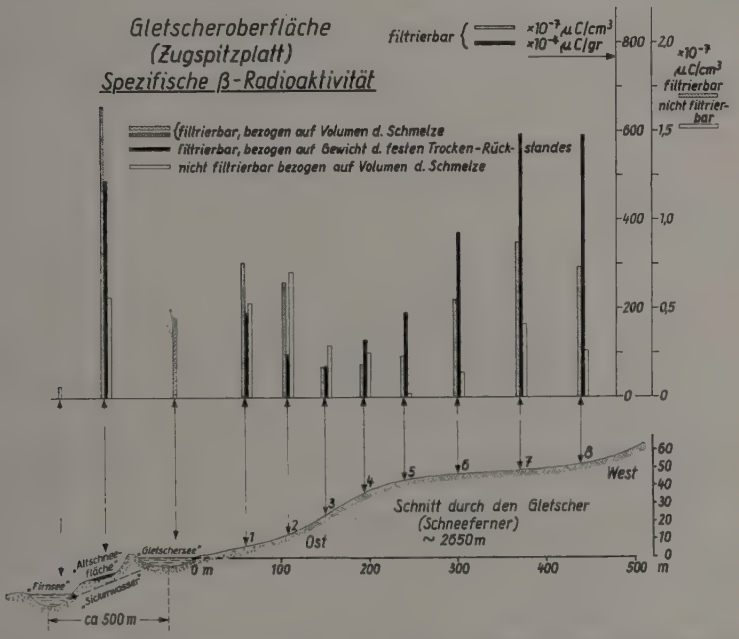


Abb. 11. Örtliche Abhängigkeit der spezifischen β-Spaltproduktaktivität auf der Oberfläche des Schneeferners, auf einer Altschneefläche und in Schmelzwasserseen im September 1958

Oktober insgesamt 2 × 16 Proben (je 1 Liter) in zeitlichem Abstand genommen[1], und zwar jeweils von einer möglichst sauberen und von einer maximal verschmutzten Stelle des Gletschers. Die Beta- und Gamma-Spaltproduktaktivitäten, bezogen auf das Schmelzvolumen, sind in den Abb. 12 und 13 aufgetragen, bezogen auf das Gewicht des Trockenrückstandes zeigt Abb. 14 den zeitlichen Verlauf. Man erkennt, wie die spezifische Radioaktivität — bezogen auf das Schmelz*volumen* — mit zu-

[1] Selbstverständlich erfolgte die Probenahme grundsätzlich vom Gletschereis oder vom gealterten Firn an der Oberfläche, aber nicht von frisch gefallenem Schnee. Nach Neuschneefällen wurde die Ausaperung der alten Gletscherfläche abgewartet.

nehmender Ausaperung ansteigt. Sie erreicht das Maximum im September. Mit dem Stillstand des Abschmelzvorganges und dem beginnenden

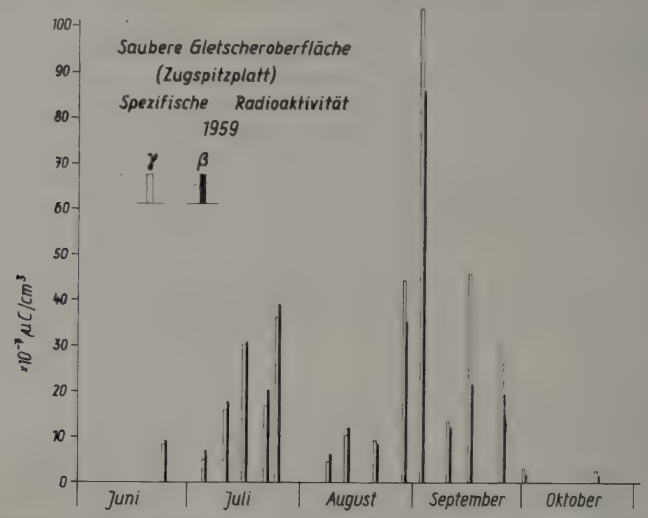


Abb. 12. Zeitliche Abhängigkeit der spezifischen β- und γ-Spaltproduktaktivität an sauberen Stellen auf dem Schneeferner 1959

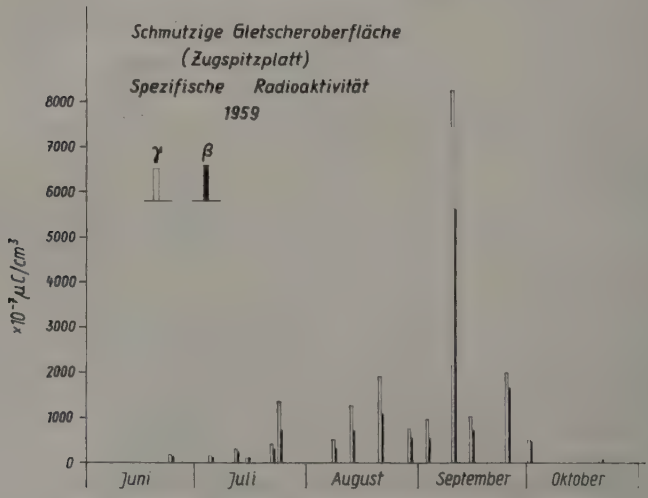


Abb. 13. Wie Abb. 12, jedoch für schmutzige Stellen

Neuaufbau der Gletscheroberfläche ab Ende September erfolgt ein rascher Rückgang der Aktivität. Der Zeitverlauf ist etwas anders, wenn wir die

Aktivität auf die Trockenrückstandsmenge beziehen (Abb. 14). Das Maximum finden wir dann nämlich schon im August, weil während des Höhepunkts der Abschmelzung (September) der Zuwachs an Schmutzstoffen in der Gletscheroberfläche größer ist als der gleichzeitige Zuwachs der Aktivität durch Aufschluß tieferliegender, eingefrorener Anteile.

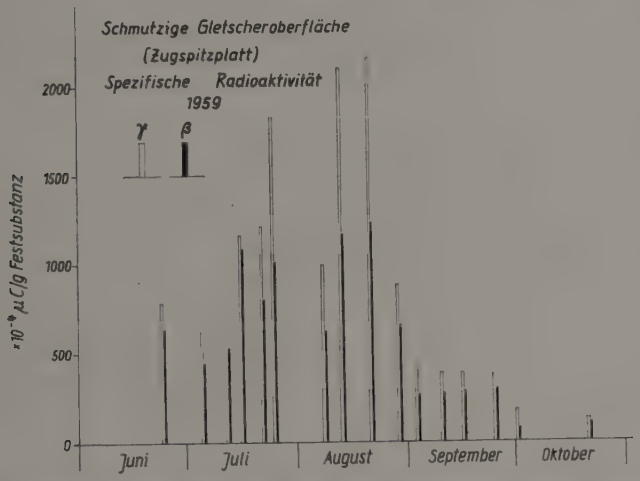


Abb. 14. Zeitliche Abhängigkeit der auf die Festsubstanzmenge bezogenen β- und γ-Spaltproduktaktivität an schmutzigen Stellen auf dem Schneeferner 1959

Bei den im Jahre 1959 gesammelten Proben haben wir auch den zeitlichen Abfall der Spaltproduktaktivität untersucht. Dabei zeigte

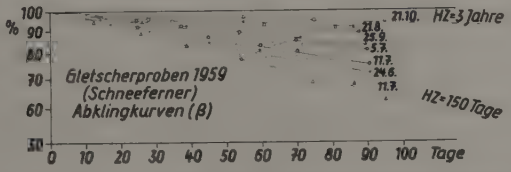


Abb. 15. Halbwertszeiten verschiedener im Sommer/Herbst 1959 auf dem Schneeferner genommener Einzelproben von Kernspaltprodukten

sich — wie aus Abb. 15 zu ersehen ist —, daß die einzelnen Proben ganz verschieden lange mittlere Halbwertszeiten liefern. Mit fortschreitender Ausaperung steigt die Halbwertszeit. Sie beträgt Juni/Juli minimal etwa 150 Tage und steigt im Oktober auf etwa 3 Jahre. Je länger der Ausaperungsvorgang anhält, desto größer wird der Anteil der alten, längerlebigen Spaltprodukte an der Gesamtaktivität und damit auch die mittlere Halbwertszeit.

3. Anteil einzelner radioaktiver Isotope an der Gesamtradioaktivität des Niederschlags

In Tabelle 5 sind die auf chemisch-radiologischem Wege bestimmten Isotope in den Gletscherproben 1958 und 1959 zusammengestellt. Wie zu erwarten, wird der größte Anteil zur Gesamtaktivität durch die Strah-

Tabelle 5. *Im Gletscherrückstand auf chemisch-radiologischem Wege bestimmte Kernspaltprodukte*

a) β-Radioaktivität von Asche (Glührückstand) bzw. abgetrenntem chemischem Niederschlag nach Beendigung der chemischen Trennung (Frühjahr 1960)

b) β-Radioaktivität von Asche beziehungsweise chemisch abgetrenntem $^{144}Ce + {}^{144}Pr$ zur Zeit der Probenahme, und zwar bei der Asche auf Grund der Messung und bei den Elementen auf Grund der bekannten Halbwertszeit der ^{144}Ce. Bei längerem Probenahmeintervall wurde auf die zeitliche Mitte desselben bezogen.

c) Für Schmelzwasser aus a) bzw. b) berechnet, wobei der mittlere Gehalt des Schmelzwassers an festen Rückständen berücksichtigt wurde.

Substanz	Bezug	Einheit	Gesamtgletscherfläche 1958	Alle Proben 1959 schmutzig	Alle Proben 1959 sauber	Aktivste Einzelprobe 1959
Ursubstanz	a)	10^{-4} μC/g	31	220	90	1140
	b)	10^{-4} μC/g	124	330	134	1700
	c)	10^{-7} μC/cm³	124	820	27	1700
Seltene Erden.....	a)	10^{-4} μC/g	23,5	212	86	890
$^{144}Ce + {}^{144}Pr$	b)	10^{-4} μC/g	94	316	128	1380
mit ^{147}Pm	c)	10^{-7} μC/cm³	94	790	25	1380
^{90}Sr	a)	10^{-4} μC/g	1,45	1,88	1,16	4,70
ohne ^{90}Y	c)	10^{-7} μC/cm³	1,45	4,70	0,23	4,70
Elemente der Ba-Gruppe.....	a)	10^{-4} μC/g	0,95	1,15	0,63	0,74
	c)	10^{-7} μC/cm³	0,95	2,90	0,12	0,74
$^{137}Cs + {}^{137}Ba$	a)	10^{-4} μC/g	4,63	12,8	1,22	14,6
	c)	10^{-7} μC/cm³	4,63	32,0	0,23	14,6
Zahl der Einzelproben:			100	16	16	1
Analysensumme:			101%	103%	100%	80%

lung des $^{144}Ce + {}^{144}Pr$ geliefert. Hunter und Ballou [*14*] haben die Isotopenverteilung eines Spaltproduktgemisches in Abhängigkeit von seinem Alter errechnet. Die von uns am Gletscher gefundene Verteilung weicht erheblich von den berechneten Werten ab, was Tabelle 6 zeigt. Man sieht, daß am Gletscher die Sr-Konzentration weit unter der Erwartung liegt, auch wenn wir ein Alter von nur 1 Jahr annehmen. Das rührt sicherlich daher, daß das in Regenwasser leicht lösliche Sr mit Niederschlags- und Schmelzwasser ausgewaschen wird, im Gegensatz zum

schwerlöslichen Cer. Ein ähnlicher Lösungsvorgang müßte an sich auch für das Cäsium angenommen werden. Die Cäsiumwerte liegen jedoch im Bereich der Erwartung, mit Ausnahme in der sehr sauberen Gletscherschmelze. Hier ist nun an die Möglichkeit zu denken, daß das Cäsium von den niederen Organismen[1] aufgenommen wird, die sich in der schmutzigen Gletscheroberfläche vorfinden.

Zum Vergleich sind in Tabelle 6 auch die Prozentwerte für Niederschlag eingetragen. Hier liegen die Sr-Werte durchaus im Bereich der Erwartung, die Cäsiumwerte aber etwas zu niedrig, worauf hier jedoch nicht näher eingegangen sei.

Tabelle 6. *Prozentuale Anteile der Einzelstrahler an der Gesamtaktivität*

Element	Anteil an der Gesamtaktivität in % nach [14] J Jahre nach der Entstehung: J = 1, J = 2, J = 3			Gletscher 1958	Gletscher 1959 schmutzig	Gletscher 1959 sauber	Niederschlag 1959	
							Wank	Farchant
$^{144}Ce + {}^{144}Pr$ mit ^{147}Pm	59	64	60	76	96	93	90	87
$^{90}Sr + {}^{90}Y$	4	10	17	2,4	1,2	1,6	6,6	11,4
$^{137}Cs + {}^{137}Ba$	3	8	14	4	4	0,8	2,5	2,2

Eine Gletscheroberfläche eignet sich somit als Sammelfläche für Kernspaltprodukte zur Bestimmung des fallout pro Flächeneinheit nur in bezug auf Elemente geringer Löslichkeit.

4. Abschätzung der bisher der Einheitsfläche zugeführten Kernspaltprodukte aus Messungen der Aktivität auf der Gletscheroberfläche

Die in den beiden Jahren 1958 und 1959 aus den Gletscherproben gewonnenen Meßdaten gestatten eine Abschätzung der pro Flächeneinheit der Oberfläche zugeführten bzw. in ihr festgehaltenen Spaltprodukte.

Tabelle 7 gibt eine Zusammenstellung der Daten.

Tabelle 7. *Pro Flächeneinheit der Gletscheroberfläche zugeführte Spaltprodukte*

Elemente	Ablagerung in mC/km²	
	1958	1959
$^{144}Ce + {}^{144}Pr$ mit ^{147}Pm	300	1600
$^{90}Sr + {}^{90}Y$	9	16
$^{137}Cs + {}^{137}Ba$	15	48

[1] Der Gletscherschmutz zeigt rasch deutlichste Fäulniserscheinungen, wenn man ihn 1 bis 2 Tage bei etwa 15 bis 20° unter Luftzutritt aufbewahrt.

Nach Hunter und Ballou ist in den ersten 3 Lebensjahren eines einheitlichen Isotopengemisches der Sr-Anteil um rund 20% höher als der Cs-Anteil (siehe Tabelle 5). Demnach wären unsere Sr-Werte etwa zu verdoppeln bzw. zu verdreifachen, um auf den richtigen Wert zu kommen, den wir erhalten würden, wenn keine Lösungsvorgänge stattfinden würden und wir annehmen dürfen, daß das Cs zum größten Teil festgehalten und nur zum kleinen Teil gelöst wird. Unter diesen Annahmen kommen wir zu Sr-Ablagerungen, die mit jenen gut übereinstimmen, die an Humus gemessen worden sind (siehe z. B. H. Kiefer und R. Maushart [*15*], E. Welte und A. Sittkus [*16*] und O. Siegel [*17*]).

Ferner gilt nach wie vor, daß von Gletscheroberflächen durch Abschaben relativ kleiner Flächen beträchtliche Mengen radioaktiver Isotope entfernt werden können, die die nach der Bundes-Strahlen-Schutz-Verordnung erlaubten Freigrenzen erreichen oder sogar überschreiten. So kann man pro m^2 leicht erhalten:

4 bis 6 μC ^{144}Ce + ^{144}Pr (Freigrenze: 1 μC), 0,02 μC ^{90}Sr + ^{90}Y (Freigrenze: 0,1 μC) und 0,06 μC ^{137}Cs + ^{137}Ba (Freigrenze: 10 μC). Allein schon daraus ergibt sich die Notwendigkeit, die Radioaktivität der Gletscheroberfläche zumindest laufend zu verfolgen und anzuordnen, daß alle Personen, die längere Zeit in der Gletscherregion leben und auf Schmelzwasser angewiesen sind, verpflichtet werden, dieses vor dem Genuß und der Verwendung in der Küche zu filtrieren. Auf ein geeignetes, einfaches und bewährtes Filterungsverfahren für diesen Zweck wird im nächsten Abschnitt näher eingegangen.

5. Ein einfaches, wirksames Verfahren zur Reinigung kontaminierter Wässer

Die festgestellten hohen Spaltproduktaktivitätswerte am Gletscher lassen es, wie gesagt, ratsam erscheinen, Schmelzwasser, das in der Küche Verwendung finden soll, vorher zu filtrieren. Unsere früheren Untersuchungen haben gezeigt, daß durch Filtration mit einem gewöhnlichen Papierfilter mindestens 99% der Spaltprodukte aus dem Schmelzwasser entfernt werden können. Dieser Reinigungsgrad ist aber in Hinblick auf das Ansteigen der oberflächlichen Kontamination am Gletscher noch nicht voll befriedigend. Wir haben deshalb ein Verfahren ausgearbeitet und erprobt, das einen besseren Wirkungsgrad aufweist. An ein solches Verfahren sind folgende Forderungen zu stellen, die sich aus seiner Anwendung im Hochgebirge notwendig ergeben:

a) das Verfahren muß sehr schnell und einfach anzuwenden sein,

b) es muß trotzdem hinreichend wirksam sein, insbesondere im Hinblick auf die auf Schnee und Eis vorkommenden extremen Aktivitäten und mittleren Partikelgrößen,

c) das Verfahren soll billig sein und nur die primitivsten Einrichtungen voraussetzen,

d) es soll auch auf Touren anwendbar sein, was bedeutet, daß keine Energiequelle vorausgesetzt werden darf und alle erforderlichen Teile sehr leicht und unzerbrechlich sein müssen.

Ein Verfahren, daß nach unserer Ansicht diese Forderungen erfüllt, ist folgendes:

Der Schnee oder das Eis werden geschmolzen und die Schmelze läßt man abkühlen, falls erwärmt worden ist. Dieser wird pro Liter ein Teelöffel Aluminiumhydroxyd-Gel beigesetzt und das Ganze gut geschüttelt. Die so entstandene verdünnte kolloidale Lösung läßt man noch einige Minuten stehen und filtriert dann über einem Aktivkohlefilter (Nr. 508, Schleicher und Schüll) ab. Das Filtrat ist vom Standpunkt der Radioaktivität sofort verwendbar. Aus hygienischen Gründen empfiehlt sich natürlich das Abkochen des Filtrats. Das Aluminiumhydroxyd-Gel ist lange haltbar. Es kann sehr leicht durch Fällung aus einer Alaunlösung mit Hilfe von Amoniak gewonnen werden. Das gefällte Gel wird auf dem Filterpapier gewaschen und in einer dicht schließenden Polyäthylenflasche aufbewahrt.

Die notwendige Einrichtung für die Filtration umfaßt:

1 Polyäthylenflasche mit Aluminiumhydroxyd-Gel-Vorrat.

1 Polyäthylentrichter, etwa 15 cm Durchmesser.

Mehrere Blatt Aktivkohlefilter (Hersteller: Schleicher und Schüll) mit 25 cm Durchmesser. Es ist pro Filtration ein frisches Filterblatt zu verwenden.

Gesamtgewicht der Ausrüstung für eine Person zur Versorgung über etwa 4 Wochen: etwa 300 bis 400 g.

Die Wirksamkeit des Verfahrens gründet sich auf 10 Versuche, die im Mittel zu folgenden Ergebnissen geführt haben:

	Im Filtrat verbleibende Aktivität in % der Ausgangsaktivität (= 100% gesetzt)	
	im Mittel	Maximal
1. Aktivität im Wasser nach Filterung mit gewöhnlichem Papierfilter und nachfolgender Behandlung mit Kationenaustauscher	0,6	2,5
2. Aktivität im Wasser nach Filterung mit Aktivkohlefilter und nachfolgender Behandlung mit Kationenaustauscher	0,15	0,6
3. Aktivität im Wasser nach Anwendung des oben angegebenen Verfahrens (Aluminiumhydroxyd-Beigabe, Filtration durch Aktivkohlefilter) *ohne* zusätzliche Anwendung von Ionenaustauscher	0,05	0,1

Durch Anwendung des Verfahrens kann also z. B. die Aktivität eines Schmelzwassers von $6000 \cdot 10^{-7}$ μC/cm^3 innerhalb weniger Minuten auf $3 \cdot 10^{-7}$ μC/cm^3 herabgesetzt werden, was praktisch vollkommen ausreichend ist.

E. Spaltproduktaktivität in Grasaschen und Tierorganen

1. Tabellarische Zusammenstellung der bisher gewonnenen Werte

In Tabelle 8 geben wir eine Übersicht über die monatlichen Mittel- und Extremwerte unserer Bestimmungen in den Jahren 1958 und 1959. Aus ihr geht hervor, daß bereits die Monatsmittelwerte der Beta- und

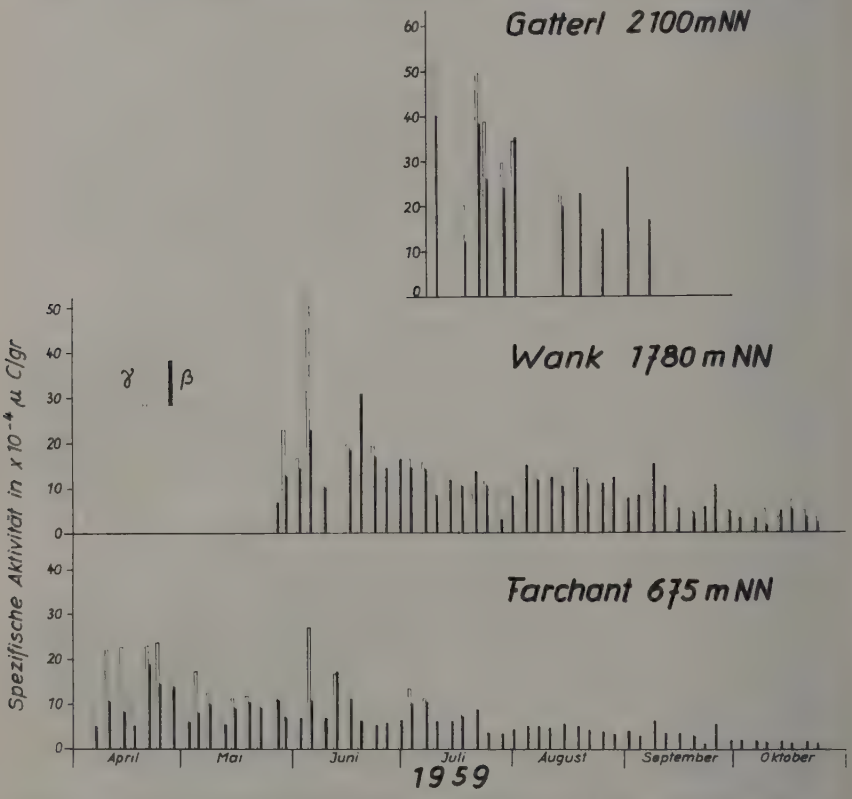


Abb. 16. Zeit- und Ortsabhängigkeit der spezifischen β- und γ-Spaltproduktaktivität von Grasaschenproben aus dem Jahre 1959

Gamma-Spaltproduktaktivität an Station Wank stets größer sind als an Station Farchant. Fast ausnahmslos überragen die Monatsmittel von Wank sogar auch die monatlichen Maxima von Farchant. Das bedeutet, daß der Höhenunterschied reell ist und nicht auf zufälligen Streuungen beruhen kann. Im Jahre 1959 war außerdem die Spaltproduktaktivität am Gatterl wesentlich höher als am Wank. Auch diese Abweichung ist systematisch und weit überzufällig. Tabelle 8 erlaubt

einen Vergleich mit Untersuchungsergebnissen anderer Arbeitskreise über die Höhenabhängigkeit der Graskontamination (siehe z. B. [*18*, *19*]).

2. Der zeitliche Ablauf der Kontamination der Gräser in den verschiedenen Höhen im Jahre 1959

Die Tabelle 8 gibt nur einen groben Überblick und vermittelt keinen Eindruck von der Streuung der *Einzelwerte*. Wir haben deshalb in Abb. 16 die Einzelwerte von 1959[1] als Funktion der Zeit für die verschiedenen Entnahmestellen synchron dargestellt. Aus der Abb. 16 entnehmen wir folgendes:

a) Der Parallelgang von Gamma- und Beta-Radioaktivität ist stark ausgeprägt,

b) im Jahre 1959 erfolgte in allen Höhenlagen ein gleichmäßiger zeitlicher Abfall der Kontamination,

c) die Streuung der Einzelwerte ist kleiner als der höhenbedingte Unterschied im Pegel der Kontamination.

Die Abhängigkeit der spezifischen Kontamination der Grasaschen von der Höhenlage über alle Jahreszeiten ist sehr auffallend. Aus unseren Niederschlagsuntersuchungen (Tabelle 2)

[1] Eine entsprechende graphische Darstellung der Werte von 1958 findet sich in [*1*].

Tabelle 8. *Spaltprodukt-Radioaktivität in Grasaschen in 10^{-4} µC/g*

Monat Jahr	Farchant 675 m NN Maximum β	Farchant 675 m NN Maximum γ	Farchant 675 m NN Minimum β	Farchant 675 m NN Minimum γ	Farchant 675 m NN Mittel β	Farchant 675 m NN Mittel γ	Zahl der Proben	Wankgipfel 1780 m NN Maximum β	Wankgipfel 1780 m NN Maximum γ	Wankgipfel 1780 m NN Minimum β	Wankgipfel 1780 m NN Minimum γ	Wankgipfel 1780 m NN Mittel β	Wankgipfel 1780 m NN Mittel γ	Zahl der Proben	Gatterl 2100 m NN Maximum β	Gatterl 2100 m NN Maximum γ	Gatterl 2100 m NN Minimum β	Gatterl 2100 m NN Minimum γ	Gatterl 2100 m NN Mittel β	Gatterl 2100 m NN Mittel γ	Zahl der Proben
April 1958	35,9	55,1	10,1	18,9	20,6	37,0	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mai 1958 .	14,2	39,1	4,0	9,8	7,9	20,5	7	10,8	—	—	7,1	—	9,3	—	—	—	—	—	—	—	—
Juni 1958 .	13,0	26,8	4,8	11,1	9,6	19,3	13	34,5	58,8	18,1	35,5	24,5	46,6	8	—	—	—	—	—	—	—
Juli 1958. .	16,6	27,3	10,6	13,7	11,1	17,9	7	26,1	48,7	12,5	19,4	18,5	30,3	8	—	—	—	—	—	—	—
Aug. 1958.	15,2	27,0	9,2	1,8	12,5	15,8	9	39,0	51,6	17,9	6,0	25,0	33,2	9	25,3	32,9	17,7	21,4	22,3	27,4	5
Sept. 1958	9,1	11,8	4,6	7,1	6,8	9,2	8	35,3	45,5	21,2	31,9	27,8	38,8	8	27,6	30,4	17,5	21,4	22,0	25,4	3
Okt. 1958 .	35,9	18,0	4,8	1,8	16,3	9,3	9	33,0	56,4	16,0	27,5	24,0	40,0	4	22,9	36,3	22,4	35,0	22,6	35,6	2
April 1959	18,9	23,8	5,4	8,6	11,2	18,0	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mai 1959 .	11,6	17,2	5,7	5,9	8,4	11,0	9	12,8	22,8	6,9	6,0	9,9	14,4	2	—	—	—	—	—	—	—
Juni 1959 .	17,6	27,0	5,7	4,5	8,7	10,2	9	30,8	55,4	10,4	10,7	18,2	20,3	8	—	—	—	—	—	—	—
Juli 1959. .	10,7	13,3	3,6	3,3	6,9	7,2	9	14,3	16,1	2,8	8,5	10,4	11,8	9	40,2	56,3	12,4	21,9	28,3	39,5	5
Aug. 1959 .	5,5	4,7	3,6	0,1	4,7	2,4	8	15,2	14,4	11,0	8,2	12,2	11,5	8	35,1	34,5	14,8	7,5	23,2	19,2	4
Sept. 1959	6,4	4,4	1,3	0,1	3,7	1,6	9	15,1	11,7	4,4	0,4	8,0	6,2	9	28,4	11,5	16,9	3,8	22,6	7,6	2
Okt. 1959 .	2,1	2,8	1,4	1,0	1,9	1,6	7	5,1	7,6	1,7	1,2	3,5	4,1	7	—	—	—	—	—	—	—

geht hervor, daß die dem Boden im Wank-Niveau zugeführte Aktivität nicht größer, ja sogar um 5% kleiner ist als im Tal (aus der Höhe des Zugspitzplatt bzw. Gatterl liegen keine Niederschlagsergebnisse vor). Auf dem Wege über die örtlich unterschiedliche Aktivitätszufuhr durch Niederschlag kann demnach die stärkere Kontamination der Hochgräser nicht erklärt werden.

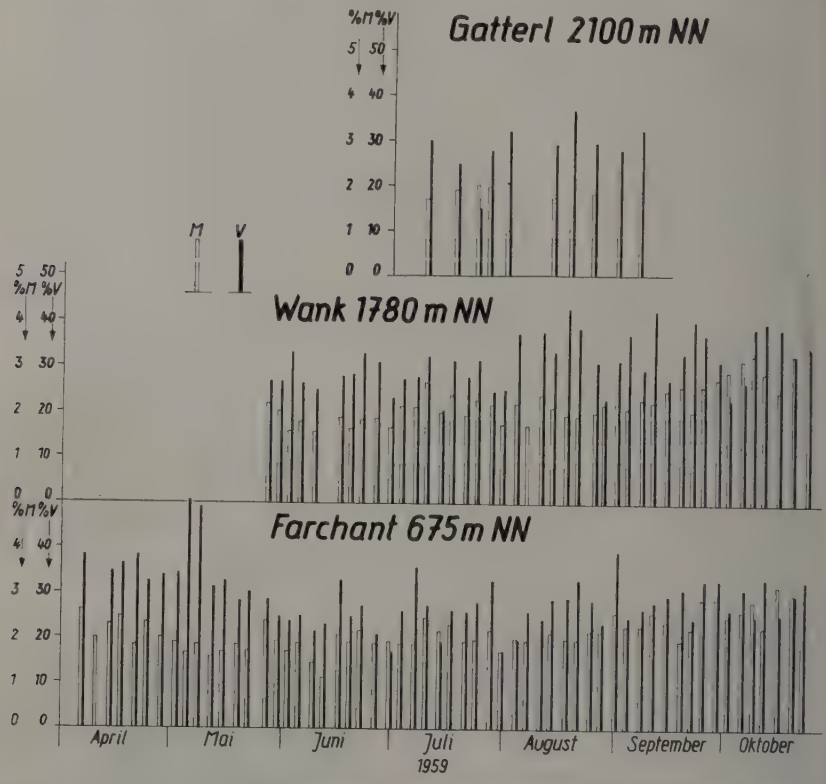


Abb. 17. Zeit- und Ortsabhängigkeit des Mineraliengehalts (M) und des Gehalts an verbrennbaren organischen Bestandteilen (V) in den im Jahre 1959 genommenen Grasproben

Im nächsten Abschnitt werden wir außerdem zeigen, daß auch biologische Unterschiede, wie anderer Mineral- und Wassergehalt der Hochgräser, nicht zur Erklärung führen können. Unsere Messungen der Luftradioaktivität haben ergeben [*1, 6*], daß der Pegel der künstlichen Luftradioaktivität an Station Wank im Mittel um 20 bis 40% höher ist als im Tal. Es könnte also wohl der trockene fallout einen Beitrag zur Vermehrung der Gras-Radioaktivität in der Höhe liefern, doch reicht diese Erklärung nicht aus, um den Höheneffekt daraus quantitativ abzuleiten. Es müssen

daher noch weitere mitbestimmende Faktoren maßgebend sein, wie andere Oberflächenbeschaffenheit (Behaarung), andere Resorptionsgeschwindigkeit der Hochgräser oder dergleichen.

Es wäre schließlich noch folgende Möglichkeit als Erklärung zur Diskussion zu stellen: Wie wir gesehen haben, speichern Schneeflächen die zugeführte Aktivität. Tritt Schneeschmelze ein, so wird, wenn der *letzte* Schnee abschmilzt, dem Boden *plötzlich* eine sehr hohe Aktivität zugeführt, denn das Maximum der Spaltproduktaktivität lag ja unmittelbar an der Schneeoberfläche. Nun ist die Andauer der Schneebedeckung eine Funktion der Höhenlage. Das heißt, die Dauer der Speicherung ist in gleichem Maße eine Funktion der Höhe. Es wird daher der dem Boden zugeführte „Aktivitätsimpuls" um so größer sein, je länger die Speicherung angehalten hat, also in je größerer Höhe gespeichert worden ist. Dazu kommt noch, daß der „Aktivitätsimpuls" dem Boden jeweils gerade am Beginn der Vegetationsperiode zugeführt wird, in der die Gräser wohl sehr willig die angebotenen Elemente in sich aufnehmen. Weitere Untersuchungen sollen hier eine Klärung bringen.

3. Analyse der Gräser auf Gehalt an Mineralien und organischen Substanzen

Wir haben, wie in B. 4 ausgeführt, im Jahre 1959 alle Gräser auf Wassergehalt, Gehalt an Mineralien und Gehalt an organischen, verbrennbaren Substanzen untersucht. Das Ergebnis ist aus Abb. 17 zu ersehen. In ihr sind für jede Grasprobe der Gehalt an verbrennbaren, organischen Substanzen (V, in % des Frischgewichts) und an Mineralien (M, in % des Frischgewichts) aufgetragen. Man sieht, daß sich weder ein Höhenunterschied noch ein ausgeprägter zeitlicher Gang in Beziehung zur Radioaktivität im Laufe der Vegetationsperiode ableiten läßt. Lediglich die Talgräser lassen in den Monaten Juni, Juli und August ein schwaches Minimum an organischen Substanzen erkennen, d. h. ein Maximum an Wassergehalt. Diese schwache Variation kann jedoch nicht in einem kausalen Zusammenhang zur zeitlichen Variation oder zur Höhenabhängigkeit der Grasradioaktivität stehen.

4. Anteil einzelner radioaktiver Isotope an der Gesamtradioaktivität von Grasaschen und Tierorganen

In Tabelle 9 geben wir wieder eine Zusammenstellung der Ergebnisse von Isotopenanalysen, die an den Grasaschen ausgeführt worden sind. Die Tabelle enthält außerdem noch Angaben über die Gehalte der Knochen und Keimdrüsen von Hirschen und Gemsen, die in unserem Gebiet in verschiedenen Höhen geschossen worden sind und sich von kontaminierten Pflanzen genährt hatten.

Aus der Tabelle geht hervor, daß die Höhenabhängigkeit bei den Isotopen $^{144}Ce + {}^{144}Pr$ und $^{90}Sr + {}^{90}Y$ in beiden Jahren deutlich ausgeprägt ist, sie ist jedoch bei der ersteren Elementgruppe stärker als bei der letzteren. Bei den Elementen der Ba-Gruppe ist keine Höhenab-

hängigkeit erkennbar, jedoch bei $^{137}Cs + {}^{137}Ba$ im Jahre 1958 deutlich, während im Jahre 1959 die hohen Cs-Werte der Talgräser stark herausfallen.

Tabelle 9. *In Grasaschen und Tierorganen auf chemisch-radiologischem Wege bestimmte Kernspaltprodukte*

a) β-Radioaktivität von Asche (Glührückstand) bzw. abgetrenntem chemischer Niederschlag nach Beendigung der chemischen Trennung (Frühjahr 1960)

b) β-Radioaktivität von Asche beziehungsweise chemisch abgetrenntem $^{144}Ce + {}^{144}Pr$ zur Zeit der Probenahme, und zwar bei der Asche auf Grund der Messung und bei den Elementen auf Grund der bekannten Halbwertszeit der ^{144}Ce. Bei längerem Probenahmeintervall wurde auf die zeitliche Mitte desselben bezogen.

(Einheit 10^{-4} μC/g, F = Farchant, W = Wank, G = Gatterl, KD = Keimdrüsen, KN = Knochen)

Substanz	Bezug	Probenahme 1958			Probenahme 1959			Gemse		Hirsch	
		F	W	G	F	W	G	KD	KN	KD	
Ursubstanz	a)	2,40	3,80	4,40	3,30	5,30	12,7	1,25	0,6	1,7	0
	b)	11,5	22,9	22,3	5,1	8,1	19,1	2,0	1,0	2,7	0
Seltene Erden	a)	1,05	2,90	2,40	1,2	4,0	10,1	0,2	0,2	0,49	0
$^{144}Ce + {}^{144}Pr$ mit ^{147}Pm	b)	4,5	12,0	11,5	2,0	6,1	16,4	0,42	0,42	0,86	0
^{90}Sr ohne ^{90}Y	a)	0,16	0,25	0,31	0,15	0,20	0,21	0,16	0,09	0,35	0
Elemente der Ba-Gruppe	a)	1,05	0,30	0,19	0,21	0,55	0,25	0,30	0,05	0,45	0
$^{137}Cs + {}^{137}Ba$	a)	0,10	0,41	0,53	1,85	0,26	0,30	0,50	0,30	0,33	0
Zahl der Einzelproben		39	26	10	58	43	11	5 Tiere		4 Tier	
Analysensumme		100%	108%	90%	107%	97%	87%	104%	113%	109%	74

Im ganzen können wir sagen, daß auch dann, wenn man die wichtigsten künstlich radioaktiven Elemente getrennt betrachtet, eine deutliche Zunahme der spezifischen Aktivität mit der Höhenlage, in der die Gräser gewachsen sind, erfolgt.

Betrachten wir die Elementverteilung in Knochen und Keimdrüsen von Hirsch und Gemse, so stellen wir fest, daß zwischen den beiden Tiergattungen kaum systematische Unterschiede auftreten. Im ganzen betrachtet ist der Gehalt der untersuchten Tierorgane an radioaktiven Elementen erstaunlich hoch — verglichen mit in Haustieren gemessenen Werten [2] — insbesondere was $^{90}Sr + {}^{90}Y$ und $^{137}Cs + {}^{137}Ba$ betrifft. Die Gehalte an $^{144}Ce + {}^{344}Pr$ sind vergleichsweise außerordentlich niedrig. Das rührt daher, daß, wie bekannt, das Ce so gut wie nicht in Körperorgane eingebaut wird. Auffallend niedrig ist auch der Anteil der Ba-Gruppe im Knochen. Das weist übrigens auch darauf hin, daß die in den Tabellen 2, 4 und 8 angegebene Ba-Werte nicht von Radium stammen können, denn dieses müßte ja, wenn, dann besonders im Knochen zu finden sein.

Die in den Keimdrüsen gemessenen Aktivitäten können vielleicht dazu beitragen, eine Abschätzung zu ermöglichen, welche Dauerbelastung offensichtlich die Keimdrüsen vertragen können, ohne Mißbildungen in den Folgegenerationen auszulösen. Die Jäger versicherten uns, daß bis jetzt keinerlei Anzeichen für eine Vermehrung von Mißbildungen zu erkennen sind. Weitere Beobachtungen müssen abgewartet werden.

Die Untersuchungen wurden zum Teil aus Mitteln des Bayerischen Staatsministeriums des Inneren (Gesundheitsabteilung) bestritten. Für diese Unterstützung sagen wir unseren verbindlichsten Dank, ebenso der Bayerischen Grenzpolizei, dem Forstamt Partenkirchen, der Wankbahn A. G. und der Bayerischen Zugspitzbahn A. G. für viele Hilfeleistungen.

Literatur

1. Reiter, R.: Natürliche und künstliche Radioaktivität im Gebirge. Stuttgart: F.-K. Schattauer. 1960.
2. Sonderausschuß Radioaktivität, Berichte. Stuttgart: Georg Thieme. 1959.
3. Reiter, R.: Arch. Met. Geoph. Biokl., A, **12**, 77 (1960).
4. Hinzpeter, A.: Phys. Verhandl. **8**, 111 (1957).
5. Pötzl, K., und R. Reiter: Atomkernenergie **5**, 285 (1960).
6. Reiter, R.: Zentralblatt für biologische Aerosolforschung. (Im Druck.)
7. Reiter, R.: Atomkernenergie. (Im Druck.)
8. Reiter, R.: Naturwiss. **47**, 300 (1960).
9. Gerlach, W.: Atomkernenergie **1**, 237 (1956).
10. Sittkus, A.: Naturwiss. **42**, 478 (1955).
11. Reiter, R., und M. Reiter: Recent Advances in Atmospheric Electricity. London: Pergamon Press. 1959.
12. Hinzpeter, M.: Schriftenreihe des Bundesministers für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft, Strahlenschutz, H. 12, 144 (1959).
13. Hinzpeter, M., F. Becker und H. Reifferscheid: Schriftenreihe des Bundesministers für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft, Strahlenschutz, H. 7 (1959).
14. Hunter, H. F., und N. E. Ballou: Nucleonics **9**, Nr. 5 C 2—C 7 (1951).
15. Kiefer, H., und R. Maushart: Naturwiss. **46**, 102 (1959).
16. Welte, E., und A. Sittkus: Naturwiss. **45**, 463 (1958).
17. Siegel, O.: Vortrag vor dem Verband der Deutschen Landwirtschaftlichen Untersuchungs- und Forschungsanstalten in Münster i. W. am 16. 9. 1958.
18. Herbst, W., H. Langendorff, K. Philipp und K. Sommermeyer: Atomkernenergie **2**, 357 (1957).
19. Sommermeyer, K., und K. J. Godt: Naturwiss. **45**, 364 (1958).

551.594.21

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien)

Die elektromagnetische Induktion als Grundlage einer Gewittertheorie

Von

A. Pühringer

Mit 1 Textabbildung

Zusammenfassung. Nach einer Einführung in die geschichtliche Entwicklung der Gewitterforschung wird eine Einteilung der Gewittertheorien nach den in der Physik bekannten Arten der Elektrizitätserzeugung gegeben. Es wird dabei festgestellt, daß die elektromagnetische Induktion noch nie als Grundlage einer Gewittertheorie verwendet wurde. Anschließend wird gezeigt, daß eine Gewittertheorie auf dieser Grundlage quantitativ befriedigende Ergebnisse liefern kann. Auch aus der Theorie abgeleitete Eigenschaften von Gewittern werden durch Beobachtungen bestätigt. Die neue Gewittertheorie wird zur Diskussion gestellt und es werden Messungen vorgeschlagen, die eine Entscheidung für oder gegen diese Theorie herbeiführen können.

Summary. First a discussion of the historical development of thunderstorm research and a survey of the existing thunderstorm theories with reference to the physical possibilities of generating electrical potentials is given. Electromagnetic induction has hitherto not been used to explain the electricity of thunderclouds. It is shown that a theory on this basis may render quantitatively satisfactory results. Various general features of thunderstorms which follow from this theory are in agreement with observations. The new thunderstorm theory is offered for discussion, and measurements are proposed which should decide on its validity.

Résumé. L'auteur expose une classification des théories de l'orage d'après les procédés de production d'électricité connus en physique. Il constate qu'on n'a jamais fait appel à l'induction électromagnétique qui peut cependant servir de base à une théorie satisfaisante ; les conséquences théoriques sont vérifiées par des observations. L'auteur propose une discussion de la nouvelle théorie et il suggère des mesures propres à la vérifier.

I. Problemstellung

Wenn für eine Naturerscheinung noch keine befriedigende Erklärung gefunden werden konnte, kann man zur Lösung des Problems zwei verschiedene Wege einschlagen. In erster Linie wird man versuchen, diese Naturerscheinung auf ein in der Physik bereits bekanntes Naturgesetz zurückzuführen. Wenn diesen Versuchen kein Erfolg beschieden ist, wird man in zweiter Linie bemüht sein, neue Naturgesetze ausfindig zu machen, die für eine Erklärung herangezogen werden können.

Demnach kann die Grundfrage der Gewitterforschung folgendermaßen formuliert werden: Welches in der Physik bekannte Naturgesetz kann die Haupterscheinungen eines Gewitters, Blitz und Donner, erklären?

II. Die geschichtliche Entwicklung der Gewitterforschung

1. Stand der Gewitterforschung im Altertum

Bei einer so eindrucksvollen Naturerscheinung, wie sie das Gewitter darstellt, erscheint es nicht verwunderlich, daß die ersten Erklärungsversuche bereits an der Wiege des abendländischen Denkens, im 6. und 5. Jahrhundert v. Chr., von den *ionischen Naturphilosophen* unternommen wurden [*1*]. Wenn ihre Behauptungen uns auch phantastisch erscheinen — einige hielten die Blitze für brennendes Gas, das durch Stoßen und Reiben der Wolken entzündet wird, andere für Feuer, das von der Sonne oder den Sternen stammt —, so waren es doch die ersten mutigen Schritte, die mit den bis dahin herrschenden mythologischen Auffassungen brachten.

Lucius Annaeus Seneca, der bestrebt war, das naturwissenschaftliche Gesamtwissen seiner Zeit in seinen Naturales quaestiones (62—65 n. Chr.) zusammenzufassen [*2*], verglich den Blitz mit dem kleinen Funken, den man aus einem Feuerstein schlagen kann. Er stellte sich vor, daß durch Zusammenstöße von Wolken aus diesen Blitze herausgeschlagen werden könnten.

Diese Anschauung erscheint deshalb von Interesse, weil etwa 1700 Jahre später der Blitz wieder mit einem kleinen Funken verglichen wurde.

2. Die Entwicklung der Gewitterforschung in der Neuzeit

Die Entdeckung des elektrischen Funkens 1671 durch G. W. Leibniz an einer von Otto von Guericke gebauten Elektrisiermaschine [*3*], lieferte die Voraussetzung für eine Weiterentwicklung. Bald darauf, in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts, wurde mehrmals die Vermutung ausgesprochen, daß der Blitz ein elektrischer Funke sei [*4*]. 1749 beschrieb Benjamin Franklin in einer Arbeit, die er an P. Collinson in London schickte [*5*], Methoden, mit welchen der Nachweis elektrischer Ladungen in Gewitterwolken erfolgen könne. Drei Jahre später gelang Dalibart in Marly-la-Ville [*6*] durch die Aufstellung einer hohen isolierten Stange und Franklin in Philadelphia [*7*] mit Hilfe von Drachenaufstiegen der experimentelle Nachweis der elektrischen Natur des Blitzes. Franklin

stellte fest, daß Gewitterwolken meist negativ geladen sind, manchmal aber auch positive Ladungen tragen. Auf Grund dieser Erkenntnisse war es möglich, die Grundfrage der Gewitterforschung spezieller zu stellen: Auf welche Art der Elektrizitätserzeugung kann die Entstehung der Gewitterelektrizität zurückgeführt werden?

Mit dieser spezielleren Fragestellung war die Voraussetzung für die Entwicklung von zahlreichen Gewittertheorien geschaffen worden und die Gewitterforschung trat damit in ein neues Stadium, das bis in die Gegenwart reicht.

Man kann die Gewittertheorien zunächst in zwei Gruppen einteilen.

A. Kosmische Gewittertheorien (z. B. [8])

Diese Theorien, die die Quellen der Elektrizität außerhalb unseres Planeten annehmen, haben in der Fachwelt nur wenig Anerkennung gefunden.

B. Terrestrische Gewittertheorien

Von dieser zweiten Gruppe, die bedeutend umfangreicher ist, nimmt jede Theorie eine in der Physik bereits bekannte Art der Elektrizitätserzeugung als Grundlage an oder sucht, meist auf experimentellem Weg, elektrische Effekte, die zur Erklärung verwendet werden können. Es erscheint daher zweckmäßig, eine Übersicht über alle Arten der Elektrizitätserzeugung zu geben, die bisher als Grundlage für Gewittertheorien dienten.

III. Arten der Elektrizitätserzeugung, die als Grundlage für Gewittertheorien verwendet wurden

Zu den verschiedenen Arten der Elektrizitätserzeugung werden im Literaturverzeichnis charakteristische Gewittertheorien zitiert.

1. Elektrizitätserzeugung durch Reibung. Man hat die Erzeugung der Gewitterelektrizität sowohl durch die Reibung zwischen Eis- und Wasserteilchen [*9*] als auch durch die Reibung von Eisteilchen aneinander [*10*] zu erklären versucht.

2. Elektrizitätserzeugung mit Hilfe der Influenz. Da in der Atmosphäre ein elektrisches Feld von etwa 1 V/cm vorhanden ist, wurden Theorien erdacht, in welchen die Erzeugung der Gewitterelektrizität auf die Influenzierung von elektrischen Ladungen in diesem vertikal gerichteten Feld zurückgeführt wird. Bei einigen dieser Theorien wird auch das Gravitationsfeld der Erde für eine weitere mechanische Ladungstrennung herangezogen [*11*].

3. Elektrizitätserzeugung durch elektrolytische Polarisation. Diese Art der Elektrizitätserzeugung erfordert zwei Elektroden verschiedener chemischer Beschaffenheit, die durch eine elektrolytische Flüssigkeit leitend verbunden sind. Da auch verschiedene Gase als Elektroden wirksam sein können, hat man z. B. für eine Gewittertheorie als Elektroden die Gase Stickstoff und Sauerstoff, und als Elektrolyt das Wasser der Wolkentröpfchen angenommen [*12*].

4. Ionisation. Auch die Erzeugung elektrischer Ladungen durch Ionisation wurde in Verbindung mit dem Gravitationsfeld der Erde für Gewittertheorien verwertet [*13*].

5. Pyroelektrizität. Für diese Art der elektrischen Ladungserzeugung, die bei einigen Kristallen bei Erwärmung auftreten kann, wurde ebenfalls die Vermutung ausgesprochen, daß sie bei der Erzeugung der Gewitterelektrizität eine Rolle spielen könnte [*14*].

6. Elektrische Effekte, die bei Kondensation [*15*], Verdampfung [*16*], Reifbildung [*17*], beim Zerreißen und Zerspritzen von Wassertropfen [*18*], bei Eisabsplitterung [*19*], bei Bestrahlung mit elektromagnetischen Wellen [*20*] usw. entdeckt wurden, lieferten ebenfalls, meist in Verbindung mit der Schwerkraft, Grundlagen für Gewittertheorien.

Von den angeführten Gewittertheorien widersprechen viele den Beobachtungsergebnissen und scheiden daher von vornherein aus. Der Rest hält einer quantitativen Prüfung nicht stand. Man ist daher in neuester Zeit dazu übergegangen, Gewittertheorien zu entwickeln, die zwei elektrizitätserzeugende Prozesse derart vereinigen, daß sich ihre Wirkungen addieren [*21*]. Trotzdem bleibt das Ergebnis unbefriedigend und wir müssen heute bekennen, daß das Problem der Elektrizitätserzeugung in Gewitterwolken noch immer ungelöst ist [*22*].

Es soll hier darauf hingewiesen werden, daß noch nicht alle bekannten Arten der Elektrizitätserzeugung auf ihre Verwendbarkeit für die Gewitterforschung geprüft wurden. Dem Verfasser ist nicht bekannt, daß die Art der Elektrizitätserzeugung, die technisch die größte Bedeutung erlangt hat, nämlich die elektromagnetische Induktion, als Grundlage einer Gewittertheorie verwendet wurde. Es erscheint daher naheliegend, zu prüfen, ob die elektromagnetische Induktion eine brauchbare Grundlage für eine Gewittertheorie bilden kann.

IV. Anwendung der elektromagnetischen Induktion auf eine Wolke

Wird eine Wolke im Erdmagnetfeld bewegt, so wird in ihr ein elektrisches Feld

$$\mathfrak{E} = [\mathfrak{v} \cdot \mathfrak{H}] \qquad (1)$$

induziert, wobei $\mathfrak{v}$ die Geschwindigkeit der Wolke und $\mathfrak{H}$ den erdmagnetischen Feldvektor bedeutet. (Wird $\mathfrak{v}$ in $\mathrm{cm} \cdot \mathrm{sec}^{-1}$, $\mathfrak{H}$ in Gauß eingesetzt, so erhält man $\mathfrak{E}$ in Einheiten von 10^{-8} Volt.) Die Richtung des induzierten elektrischen Feldes liegt senkrecht zur Richtung der Geschwindigkeit und senkrecht zur Richtung des magnetischen Feldes der Erde. In jedem Wolkenteilchen werden durch das induzierte Feld Ladungen getrennt. Ist die Leitfähigkeit der Wolkenpartikel größer als die der sie umgebenden Luft, so wird sich bei gleichförmiger Geschwindigkeit der Partikel ein Gleichgewichtszustand einstellen, wobei das induzierte Feld im Innern des Wolkenteilchens nahezu kompensiert, dafür aber im Außenraum ein elektrisches Feld aufgebaut wird. Jedes Wolkenteilchen wird daher bei einer Bewegung im Magnetfeld der Erde zu einem elektrischen

Dipol. Es ist dabei gleichgültig, aus welchem Material die Wolkenteilchen bestehen, wenn nur die Bedingung erfüllt ist, daß die Leitfähigkeit der Luft kleiner ist als die der Wolkenpartikel. Die Überlegungen gelten daher z. B. auch für Wolken aus vulkanischer Asche. Für die räumliche Erstreckung einer Gewitterwolke kann das Erdmagnetfeld als homogen angesehen werden. Wenn man außerdem für die Wolkenteilchen parallele Geschwindigkeitsvektoren annimmt, so sind alle erzeugten elektrischen Dipole gleichgerichtet. Die Ladungsmengen, die in jedem Wolkenteilchen getrennt werden, hängen einerseits von der induzierten Feldstärke ab, andererseits aber auch von der Kapazität des Wolkenteilchens c und von der Kapazität C' des Systems, das das Teilchen mit seinen Nachbar-

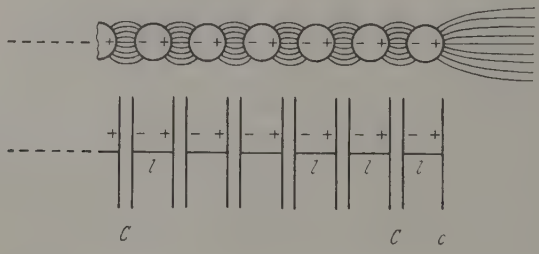


Abb. 1. Technisches Ersatzschaltbild einer Gewitterwolke

teilchen bildet. Je größer die mit den Nachbarteilchen gebildeten Kapazitäten sind, d. h. je enger die Teilchen aneinanderrücken, um so mehr Ladungen können in jeder Partikel getrennt werden. Die in den Wolkenteilchen getrennten Ladungsmengen werden dadurch zum überwiegenden Teil eine Funktion der räumlichen Anordnung der Wolkenpartikel. Für die Anwendung der elektromagnetischen Induktion auf die Wolke muß diese daher als ein System von hintereinandergeschalteten Kapazitäten betrachtet werden. Abb. 1 gibt eine schematische Darstellung der von Wolkenpartikeln gebildeten Kapazitäten mit einem zugehörigen technischen Ersatzschaltbild.

Die Größe der von den Wolkenteilchen gebildeten Kondensatoren C' ist umgekehrt proportional zum Abstand der Teilchen. Der Wertebereich von C' erstreckt sich daher von 0 bis ∞. Bei einer hinreichend großen Zahl von hintereinandergeschalteten Kondensatoren C' werden diese mit der in den Wolkenteilchen vom Durchmesser l induzierten Spannung $E \cdot l$ aufgeladen. Wenn man ohne Beschränkung der Allgemeingültigkeit annimmt, daß alle Kondensatoren C gleich groß sind, so befindet sich auf jeder Kondensatorfläche die gleich große Elektrizitätsmenge e. Am Rand der Wolke, wo die Kondensatorkette abbricht, steht der Elektrizitätsmenge e nur die kleinere Kapazität c der Wolkenoberfläche zur Verfügung. Die am Wolkenrand auftretende Spannung U' kann daher nach der Formel

$$U = El \cdot \frac{C + c}{c} \tag{2}$$

berechnet werden. Die induzierte Spannung $E \cdot l$ wird am Rand der Wolke um den Faktor $(C + c)/c$ hinauftransformiert. Da c eine endliche Größe ist, kann $(C + c)/c$ alle Werte von 1 bis ∞ annehmen. Für die induzierte Spannung muß lediglich die Bedingung $E > 0$ erfüllt sein. Auch mit einer niedrigen induzierten Spannung kann bei entsprechender Anordnung der Teilchen jede beliebig hohe Spannung am Rand der Wolke erreicht werden. Im allgemeinen ist bei horizontaler Bewegung einer Wolke im Magnetfeld die Bedingung $E > 0$ auf der ganzen Erdoberfläche erfüllt. Nur in der Umgebung des magnetischen Äquators wird, wenn die Bewegungsrichtung in einen magnetischen Meridian zu liegen kommt, die induzierte Feldstärke $E = 0$ sein.

Zwischen den gleichgerichteten elektrischen Dipolen der Wolke treten elektrische Anziehungskräfte auf, die neben einer Stabilisierung der Wolke zu ihrer Verdichtung und damit zu vermehrter Ladungstrennung in den Wolkenteilchen führen; dies führt zu einer weiteren Verdichtung der Wolke und damit zu weiterer Ladungstrennung usw. Es handelt sich hier also um einen Vorgang, der einmal eingeleitet, sich selbst unterstützt und beschleunigt. Durch die Verdichtung der Wolke und der damit bedingten Vergrößerung von C wächst die Spannung am Wolkenrand immer weiter an, bis schließlich die Durchschlagsspannung erreicht wird.

Die elektromagnetische Induktion kann daher für die hohen Spannungen, die bei Gewittern auftreten, eine ausreichende Erklärung geben. Es verbleibt noch zu prüfen, ob auch eine genügend große Leistung zu erwarten ist.

1. Abschätzung der Leistung eines Gewitters

Die Energie, die von einem Gewitter erzeugt wird, wird nach dem Gesetz der elektromagnetischen Induktion der kinetischen Energie der Luft entzogen. Es ist daher zu erwarten, daß die Geschwindigkeit eines Gewitters kleiner als die Windgeschwindigkeit ist. Je größer die Leistung eines Gewitters ist, um so größer muß die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen der Wolke und der Luft in der Umgebung sein.

Wenn F die dem Wind dargebotene Wolkenfläche, v die Windgeschwindigkeit, v_0 die Differenz Windgeschwindigkeit minus Wolkengeschwindigkeit und ρ die mittlere Dichte der Luft ist, so gibt in jeder Sekunde die Luftmasse $\rho \cdot F \cdot v_0$ einen Teil ihrer kinetischen Energie an die Wolke ab. Die Leistung eines Gewitters L kann daher angenähert nach folgender Formel berechnet werden:

$$L = \frac{\rho F v_0 v^2}{2} - \frac{\rho F v_0 (v - v_0)^2}{2} = \rho F \left(v v_0^2 - \frac{v_0^3}{2} \right).$$

Da $v_0 < v$ ist, kann $\frac{v_0^3}{2}$ vernachlässigt werden. Die gesamte Leistung

eines Gewitters ist dann proportional der senkrecht zur Windrichtung stehenden Wolkenfläche F, der Windgeschwindigkeit v und dem Quadrat der Geschwindigkeitsdifferenz Wind—Wolke.

$$L \approx \rho F v v_0^2. \tag{3}$$

Nach Radarbeobachtungen in Ohio [23] ist die Gewitterwolke in rascher bewegte Luft eingebettet, die Beschleunigungskräfte auf die Wolkenmasse ausüben muß. Bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 10 m/sec beträgt die mittlere Wolkengeschwindigkeit 9,1 m/sec. Wenn wir diese Werte in Gl. (3) einsetzen, als Wolkenfläche $F = 50$ km^2 und für ρ die Dichte der Luft bei 500 mb Druck annehmen, berechnet sich die Gesamtleistung des Gewitters zu etwa $L = 250$ MW. Als Vergleichswert sei die Leistung des Donaukraftwerkes Ybbs-Persenbeug angegeben, die etwa 200 MW beträgt.

Damit ist gezeigt, daß die elektromagnetische Induktion nicht nur die für ein Gewitter notwendige Hochspannung, sondern auch die erforderliche Leistung erzeugen könnte. Durch die Beobachtung der Differenz zwischen Wind- und Wolkengeschwindigkeit wird außerdem die Wahrscheinlichkeit der neuen Gewittertheorie bedeutend erhöht.

2. Folgerungen der Theorie

Damit die Voraussetzungen für die Entstehung eines Gewitters geschaffen werden, ist zunächst die Bildung eines größeren Wolkenvolumens notwendig. Eine weitere Bedingung ist, daß dieses Wolkenvolumen relativ zum Erdmagnetfeld in Bewegung sein muß. Wenn die Wolkengeschwindigkeit und damit die induzierte Feldstärke groß genug ist, daß die zwischen den Wolkenteilchen auftretenden elektrischen Kräfte eine Verdichtung der Wolke herbeiführen können, wird ein größeres, lückenlos zusammenhängendes Wolkengebilde geschaffen werden, in das auch benachbarte Wolkengruppen einverleibt werden. Diese elektrischen Kräfte werden, je nach der Wolkenbeschaffenheit, erst über einer bestimmten induzierten Feldstärke und damit erst über einer bestimmten Wolkengeschwindigkeit wirksam werden. Es folgt daraus, daß es ein Minimum der Wolkengeschwindigkeit für Gewitter geben muß. Diese Forderung der Theorie ist mehrfach durch Beobachtungen bestätigt worden. So findet z. B. Georg Schou [24] als kleinste Geschwindigkeit für Gewitter in Norwegen 7 m/sec, A. Schönrock [25] für Gewitter in Rußland 5,8 m/sec.

Die elektrischen Anziehungskräfte fördern auch die Berührung zwischen Wolkenteilchen untereinander. Wenn die Wolkenpartikel aus Wassertröpfchen bestehen, führt dies zur Koaleszenz. Die Tröpfchen werden immer weiter wachsen, bis sie schließlich so schwer werden, daß sie durch die elektrischen Kräfte nicht mehr im Wolkenverband festgehalten werden können und als Niederschlag ausfallen. Die Elektrifizierung wirkt dadurch steuernd auf die Niederschlagstätigkeit ein: im Jugendstadium eines Gewitters wirkt sie niederschlagshemmend, im Endstadium führt sie zu intensiven Niederschlägen mit großen Tropfen.

Nach Gl. (2) muß die Bedingung erfüllt werden, daß die Wolke an jenen Randteilen, an denen hohe Spannungen auftreten, plötzlich abbricht. G. Malkowski [26] berichtet dazu, daß nach Radarbeobachtungen die Gewitterwolken meist eine eckige, oft eine regelrecht quadratische oder rechteckige Form mit sehr scharfen Grenzen haben. Interessant sind hier auch die Beobachtungen Malkowskis über die Form der Gewitterwolken, die in Übereinstimmung mit der Theorie das Auftreten von elektrischen Kräften zwischen den Wolkenteilchen erkennen lassen.

Damit sind wichtige, von der Theorie abgeleitete Eigenschaften der Gewitter durch Beobachtungen bestätigt.

3. Über die Möglichkeit einer Prüfung der neuen Gewittertheorie

Da die neue Gewittertheorie quantitativ befriedigende Ergebnisse zu liefern verspricht, erscheint es angebracht, sie vor der Fachwelt zur Diskussion zu stellen. Es soll hier darauf hingewiesen werden, daß, vom Standpunkt der Wissenschaft aus, auch eine begründete Ablehnung ein positives Ergebnis sein würde.

Nach Gl. (1) liegt die Richtung des induzierten elektrischen Feldes senkrecht zur Richtung des Magnetfeldes und senkrecht zur Bewegungsrichtung der Wolke. Am leichtesten dürfte daher eine Entscheidung über die Theorie durch elektrische Feldmessungen innerhalb von Gewitterwolken zu erreichen sein; es müßte jeweils die Richtung des elektrischen Feldvektors festgestellt und überprüft werden, ob sie mit der Vektorgleichung (1) im Einklang steht.

Literatur

1. Anaximander, Empedokles, Anaxagoras: Stob. Ecl. Phys. I, 30.
2. Seneca, L. A.: Nat. quaest. Lib. II, p. 22.
3. Elektrotechn. Z. **1883**, 284.
4. Wall: Phil. Trans. Abridg. **26** (1708), Nr. 314, p. 170.
   Gray, S.: Phil. Trans. Roy. Soc. **39**, 400 (1735).
   Winkler, J. H.: Stärke der elektrischen Kraft des Wassers, S. 136 und 137. Leipzig, 1746.
5. Franklin, B.: Opinions and Conjectures, Concerning the Properties and Effects of the Electrical Matter.
6. Dalibart, T. F.: Letter to Acad. Sci. (1752).
7. Franklin, B.: Concerning an Electrical Kite. Phil. Trans. **47**, 565 (1752).
8. Siemens, W.: Über die Zulässigkeit eines elektrischen Sonnenpotentials. Akad. d. Wissensch. zu Berlin, 31. 5. 1883.
9. Sohncke: Elektrisierung von Eis durch Wasserreibung. A. P. C. **28**, 550 (1886).
10. Simpson, G. C., and F. J. Scrase: Proc. Roy. Soc. A **161**, 309 (1937).
11. Elster, J., und H. Geitel: Wied. Ann. Phys. **25**, 116 (1885).
12. Suchsland: Die gemeinschaftliche Ursache der elektrischen Meteore und des Hagels. Halle a. d. S., 1886.

13. Malan, D. J., and B. F. J. Schonland: Proc. Roy. Soc. A **209**, 158 (1951).
14. Rossmann, F.: Meteorol. Rundschau **1**, 193 (1948).
15. Gerland, E.: Über die Entstehung der Elektrizität bei Gewittern. Elektrotechn. Z. **1884**, 292.
16. Volta, A.: Lettres sur la Météorologie éléctrique.
17. Kramer, C.: Mededelingen en Verhandelingen A Nr. 102 (1949).
18. Simpson, G. C.: Phil. Trans. Roy. Soc. London A **209**, 379 (1909).
19. Findeisen, W. und E.: Meteorol. Z. **60**, 145—154 (1943).
20. Rey, J.: Le Radium **11**, 204 (1914).
21. Müller-Hillebrand, D.: Arkiv för Geofysik **2**, Nr. 18, 395 (1957).
22. Kilinski, E.: Lehrbuch d. Luftelektrizität, S. 122 und 124. Leipzig, 1958.
23. Byers, H. R., and R. R. Braham Jr.: The Thunderstorm, p. 106. Washington, D. C., 1949.
24. Schou, G.: Geof. Publ. **9**, Nr. 7, 23 (1932).
25. Schönrock, A.: Repertorium f. Met. **13**, Nr. 11 (1888).
26. Malkowski, G.: Arch. Met. Geoph. Biokl. A **10**, 360 (1958).

Buchbesprechungen

The Atmosphere and the Sea in Motion. Herausgegeben von B. Bolin. Mit zahlreichen Textabb., 509 S. New York: Oxford University Press. 1959. $ 15.00.

Das Buch ist dem Andenken an einen der größten Meteorologen unserer Zeit gewidmet, der nicht nur durch seine eigenen Forschungen die Wissenschaft sehr bereichert, sondern dadurch besonders befruchtend gewirkt hat, daß er es verstanden hat, Schule zu machen, und zwar nicht nur im wahrsten Sinne des Wortes an seinen Wirkungsstätten im Meteorologischen Institut der Universität Chicago und im Internationalen Meteorologischen Institut der Universität Stockholm, sondern auch dadurch, daß er durch seinen ungeheuren Einfalls- und Ideenreichtum und durch seine Vielseitigkeit darüber hinaus Forscher in aller Welt richtunggebend beeinflußt und angeregt hat und neue Wege der Forschung wies. Deshalb ist es auch im Sinne des Wirkens Rossbys, daß in den Gedenkband auch sozusagen als sein letztes wissenschaftliches Vermächtnis seine eigenen großangelegten Ausführungen über aktuelle Probleme in der Meteorologie aufgenommen worden sind, die sich zwar an einen weiteren Kreis von Nichtspezialisten wenden, aber in der umfassenden Schau, gegeben vom Gesichtspunkt eines der größten Aktivisten der modernen Meteorologie, auch den Meteorologen selbst für die Beurteilung des derzeitigen Standes der Forschung und ihrer Problematik, aber auch für die Wegweisung zu weiterer Arbeit außerordentlich wertvoll sein müssen. C. G. Rossbys Lebenswerk wird von T. Bergeron und von H. R. Byers gewürdigt.

Die 36 wissenschaftlichen Beiträge sind in Gruppen zusammengefaßt, die die hauptsächlichsten Interessensgebiete Rossbys betreffen.

In sechs Arbeiten zum Thema „Das Meer in Bewegung" wird berichtet über eine Erwärmung des Nordatlantik, die am größten im Golfstromgebiet zwischen Cap Hatteras und Neufundlandbank ist, mit entsprechender physikalischer Interpretation, über die thermische Unruhe im Ozean auf Grund von Temperaturregistrierungen in 50 und 500 m Tiefe bei Bermuda und ihre Analyse, über neue Berechnungen des Massentransportes und der Meeresströmungen aus der Wind- und Massenverteilung, über neue Untersuchungsergebnisse der antarktischen Konvergenz und über aus Ablagerungen am Boden tropischer Meere gezogene Folgerungen auf Klimaschwankungen, insbesondere der Passatwinde.

Die zweite Gruppe umfaßt Untersuchungen über die Verteilung von Materie im Meer und in der Atmosphäre. Dazu gehören eine bedeutungsvolle Untersuchung zur Klärung des Problems der Zunahme des CO_2-Gehaltes der Luft durch die ständig ansteigende Zufuhr von Verbrennungsprodukten

unter Berücksichtigung der CO_2-Aufnahme des Ozeans, eine Berechnung der Verweilzeit des Oberflächenwassers aus dem Salzgehaltüberschuß der obersten subtropischen Meeresschicht (im Durchschnitt 10 Jahre), eine Berechnung der Zirkulation von im Meerwasser in Abhängigkeit von der Temperatur löslichen atmosphärischen Gasen durch die Meridionalzirkulation der Ozeane und eine Studie über die meteorologischen Bedingungen für die Bildung von Luftverunreinigungen durch Oxydationsvorgänge bei Berücksichtigung des gegenüber dem Kohlenverbrauch hauptsächlich durch Verkehrsmittel neuerdings stark gesteigerten Verbrauchs von Petroleumprodukten und über seine Auswirkung im Gebiet von Los Angeles.

Neun Beiträge zum Problemkreis der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre behandeln unter anderem eine Methode zur Berechnung des infraroten Strahlungsflusses für eine Verwendung bei numerischen Berechnungen der Luftströmungen, neue theoretische Ableitungen und Berechnungen der allgemeinen Zirkulation unter speziellen Annahmen und der Verteilung und Erhaltung der kinetischen Energie in der Atmosphäre, harmonische Analyse der 500 mb-Fläche zur Beurteilung der besonderen Bedeutung einzelner Bewegungssysteme oder meteorologischer Parameter in der allgemeinen Zirkulation, Untersuchungen der Persistenz der 700 mb-Zirkulation über Monate oder Jahreszeiten und eines plötzlichen Wechsels der Zirkulation der Nordhemisphäre im Juni und im Oktober.

Eine weitere Gruppe von zwölf Beiträgen über charakteristische Merkmale atmosphärischer Bewegungen enthält unter anderem eine Abhandlung über die Bildung scharfer Fronten aus einer diffusen Frontalzone unter dem Einfluß der Oberflächenreibung und der freiwerdenden Kondensationswärme, einen synoptischen Vergleich von Jet-Stream und Golfstrom, eine Darstellung der Bedeutung der Annäherung von subtropischem und Polarfront-Jet für die Entwicklung einer starken Zyklogenese, eine Lösung der nichtlinearen Vorticity-Gleichung, eine Untersuchung über das Verhalten barokliner Wellen, experimentelle Untersuchungen über barokline Wellen und über die Luftströmung über einen Gebirgszug, eine Untersuchung über die Erzeugung kinetischer Energie aus Kondensationswärme in den Subtropen, Flugzeug- und Radaruntersuchungen der Struktur und Physik der Winterniederschläge in der Wüste, eine Untersuchung über die Entwicklung des Auges konvektiver Wirbel und Berechnungen über die Entwicklung und das Wachstum von Konvektionselementen.

Von den fünf Beiträgen zum Problem der Wettervorhersage seien besonders die umfassenden und sehr lesenswerten Ausführungen T. Bergerons über die historische Entwicklung der Methoden der wissenschaftlichen Wetteranalyse und -vorhersage von ihren Anfängen bis zur numerischen und Langfristvorhersage mit sehr beachtenswerten grundsätzlichen Erwägungen hervorgehoben. Ferner findet man in diesem Abschnitt Ausführungen über eine Berechnung hemisphärischer nichtdivergenter barotroper Vorhersagen in den USA, über Versuche des Deutschen Wetterdienstes zur numerischen Vorhersage mit mehrschichtigen nichtgeostrophischen Modellen mit primitiven Gleichungen und anderes.

Es ist nicht möglich, im Rahmen einer kurzen Besprechung auf die einzelnen Beiträge näher einzugehen. Wie aus dem Vorstehenden zu ersehen ist, betreffen viele von ihnen sehr bedeutungsvolle und wichtige Probleme. Deshalb muß das vorliegende Buch nicht nur als wertvolle Neuerscheinung begrüßt, sondern auch als würdige Ehrung Rossbys anerkannt werden.

F. Steinhauser, Wien.

Physics of the Upper Atmosphere. Herausgegeben von J. A. Ratcliffe. Mit zahlreichen Textabb., XI, 586 S. New York-London: Academic Press. 1960. $ 14,50.

Durch die neuartigen Forschungsmethoden der Raketen und Satelliten und im Hinblick auf die Weltraumforschung gewinnen die Kenntnisse von dem Zustand und von den Vorgängen in den höchsten Atmosphärenschichten immer mehr an Interesse. Dies spiegelt sich auch in der rasch anwachsenden Literatur über Forschungsergebnisse aus diesen Regionen der Lufthülle der Erde wieder. Eine zusammenfassende Darstellung der Probleme vom theoretischen Gesichtspunkt und auf Grund der Beobachtungsergebnisse von einem Teamwork von Spezialisten auf diesem Gebiet muß daher als besonders erwünscht begrüßt werden. Es sind darin die Forschungsergebnisse bis Ende 1959 berücksichtigt, soweit sie die Atmosphärenschichten oberhalb 60 m Höhe betreffen.

Einleitend gibt S. Chapman einen Überblick über den Aufbau und die Vorgänge in der oberen Atmosphäre, die als Thermosphäre die oberhalb 80 km Höhe liegende äußere Lufthülle, in der die Temperatur mit der Höhe zunimmt, bis zum Übergangsbereich von der Erdatmosphäre zur Sonnenkorona umfaßt. Im besonderen wird der Anteil des konduktiven Wärmeflusses am oberen Rande der Erdatmosphäre und die Existenz von aus neutralem Wasserstoff und aus ionisiertem Wasserstoff bestehenden äußeren Randschichten, die als Metasphäre und Protosphäre bezeichnet werden, begründet.

In dem folgenden Beitrag von M. Nicolet, in dem einleitend auch eine physikalisch begründete und akzeptable Nomenklatur der verschiedenen Atmosphärenschichten gegeben und insbesondere auch zwischen einer Homosphäre (bis 85 km) mit konstanter Zusammensetzung der Luft und einer darüberliegenden Heterosphäre mit durch Dissoziationsvorgänge und durch Diffusion wechselnder Zusammensetzung und Konstitution der Atmosphäre unterschieden wird, werden in sehr klarer und übersichtlicher Form die theoretischen Grundlagen und Gesichtspunkte für die Erklärung und Zusammensetzung der hohen Atmosphärenschichten und des Ursprungs ihrer Bestandteile sowie für die Beurteilung der Bedeutung und Wirkungsweise der Dissoziations- und photochemischen Prozesse, der Rekombinations- und Mischungsvorgänge und besonders der Diffusion in der Thermosphäre dargestellt. Ferner wird die Bedeutung der Wärmeleitung für die Wärmezufuhr vom äußeren Atmosphärenrand und für die Erhaltung der Temperaturzunahme mit der Höhe in Höhen oberhalb der F_2-Schicht, wo die Strahlungsabsorption praktisch nicht mehr wirksam wird, dargelegt. Auf Grund der theoretischen Überlegungen und nach den Beobachtungsergebnissen von Raketen und Satelliten werden Angaben über die Zusammensetzung und Dichte der oberen Atmosphärenschichten gemacht, die auch die auf Grund verschiedener Annahmen noch möglichen Variationsbreiten und Unsicherheiten dieser Werte erkennen lassen.

Eine schöne und aufschlußreiche Zusammenstellung aller bisher mit Raketen und Satelliten erhaltenen Ergebnisse über die Höhenabhängigkeit von Druck, Temperatur, Dichte, Wind und Zusammensetzung der hohen Atmosphäre, über Ionosphäre und erdmagnetisches Feld, über die Polarlichtteilchen und kosmische Strahlung, über das Nachthimmelslicht und über Mikrometeore zugleich mit Hinweisen auf die Beobachtungsmethoden und mit Vergleichen der Ergebnisse aus verschiedenen Breiten und aus verschiedenen Gebieten bringt H. F. Newell.

Die Grundlage für das Verständnis der Ionisierungserscheinungen in der Erdatmosphäre bildet die Kenntnis der von der Sonne ausgehenden Strahlungsarten, die uns zugleich mit einer übersichtlichen Darstellung der Schichtung und der Erscheinungen im Bereich der Sonnenoberfläche sowie der instrumentellen Einrichtungen der Raketen zur Beobachtung des Sonnenspektrums und der dabei gewonnenen Ergebnisse H. Friedman vermittelt. Nach einer Darstellung der spektralen Absorptionsverhältnisse in der Erdatmosphäre und ihrer Bestandteile wird eine Darstellung der Bildung der Ionophärenschichten auf Grund der neuen Raketenbeobachtungsergebnisse gegeben, soweit dies heute möglich ist. Ferner wird über Messungen der bei Sonneneruptionen auftretenden Strahlungen und ihre Auswirkung in der Ionosphäre, über X-Strahlung und UV-Strahlung des Nachthimmels und ihre Ursachen, über Bestimmungen der Dichte und Zusammensetzung der hohen Atmosphäre auf Grund von Strahlungsmessungen mit Raketen und über Polarlicht-X-Strahlung berichtet.

In drei weiteren Beiträgen bringt D. R. Bates ausführliche Darstellungen der experimentellen und theoretischen Ergebnisse der Erforschung des Nachthimmelslichtes (Airglow), seiner spektralen Erscheinungsformen, seiner zeitlichen und räumlichen Änderungen, der Höhenlage der leuchtenden Schicht, der möglichen Anregungsprozesse, der besonderen Erscheinungen des Dämmerungsleuchtens der oberen Luftschichten, ferner eine gute Übersicht über die Erscheinungsformen der Polarlichter, ihre räumliche Erstreckung und ihre zeitlichen Änderungen, ihre Beziehungen zu magnetischen Störungen, zu Erdströmen und zum luftelektrischen Potentialgradienten und ihre zonalen Verlagerungen und schließlich mit besonderer Gründlichkeit eine Schilderung und Interpretation der Einzelheiten der Polarlichtspektren, ihrer zeitlichen und räumlichen Änderungen, die Theorie der Polarlichtspektren und der Temperaturbestimmung der Nordlichtbeobachtungen. Es folgt eine von H. G. Booker verfaßte Darstellung der bisher mit dem neuen Forschungsmittel der Radarbeobachtungen von Polarlichtern gewonnenen Ergebnisse sowohl im Hinblick auf die gefundenen Erscheinungsformen der Radarechos wie auch auf die theoretischen Erklärungsversuche.

Die Ergebnisse der Ionosphärenforschung behandeln J. A. Ratcliffe und K. Weekes. An Stelle von Ionosphärenschichten wird entsprechend den Raketenbeobachtungsergebnissen von „Regionen" gesprochen, von denen die D-Region die Ionosphäre unterhalb 90 km Höhe, die E-Region den Bereich von 90 bis 160 km und die F-Region den Bereich oberhalb 160 km umfaßt. Nach einer Übersicht über die Theorien der Erzeugung und Bewegung von Elektronenschichten wird als Effekt der durch Gezeitenkräfte und durch thermische Ursachen ausgelösten Vertikalbewegungen der Ionosphärenschichten im Magnetfeld der Erde das Zustandekommen einer Dynamowirkung (in der E-Region) und einer Motorwirkung (vorwiegend in der F-Region, aber auch in der E-Region) gezeigt und die Theorie der Wellenausbreitung durch die Ionosphäre dargestellt. Ausführlich werden die besonderen Methoden zur Erforschung der ungestörten D-Region, der ungestörten E-Region, der sporadischen E-Schicht und der ungestörten F_1- und F_2-Regionen und die damit erzielten Ergebnisse über ihre Struktur, ihr Verhalten unter verschiedenen Einflüssen und die Vorbedingungen in diesen Regionen behandelt, woraus sich auch die noch ungeklärten Probleme und die Schwierigkeiten theoretischer Erklärungen ergeben. Schließlich werden noch Beobachtungen der Kollisionsfrequenz der Elektronen und ihre Interpretation, Beobachtungen von horizontalen Unregelmäßigkeiten in den Iono-

sphärenschichten und von unregelmäßigen und regelmäßigen horizontalen Bewegungen und die durch UV- oder X-Strahlenausbrüche der Sonne erzeugten plötzlich einsetzenden und kurzdauernden Ionosphärenstörungen sowie die durch Partikelstrahlungsausbrüche der Sonne erzeugten Ionosphärenstürme, ihre Erscheinungsformen und ihre theoretischen Erklärungsversuche besprochen.

Da auch der Zustand und die Änderungen des erdmagnetischen Feldes mit verschiedenen Vorgängen in den hohen Atmosphärenschichten im Zusammenhang stehen, berichtet E. H. Vestine über die Erscheinungen der sonnen- und mondtägigen Variationen der Komponenten des Magnetfeldes der Erde, der magnetischen Stürme und verschiedener magnetischer Störungen und über die zur Erzeugung der verschiedenen Schwankungen und Störungen des Magnetfeldes erforderlichen elektrischen Stromsysteme der Atmosphäre sowie über die Art und Wirkung der von der Sonne kommenden Ladungsströme. Schließlich werden von J. S. Greenhow und A. C. B. Lovell auch noch mit dem Eindringen von Meteoren und Mikrometeoriten in die oberen Atmosphärenschichten zusammenhängende Erscheinungen behandelt und die aus Meteorbeobachtungen gewonnenen Kenntnisse über Windverhältnisse, Ionisierung, Dichte, Diffusion und Verdunstungsprozesse mitgeteilt. Ein letzter Abschnitt bringt als Ergänzung noch die im Internationalen Geophysikalischen Jahr gewonnenen neuen Ergebnisse.

Es ist dies ein sehr inhaltsreiches und aufschlußreiches Buch, das nicht nur die Ergebnisse der neuesten Forschungen bringt, sondern auch mit den anzuwendenden theoretischen und experimentellen Forschungsmethoden vertraut macht und ihre Leistungsfähigkeit unter den komplizierten Bedingungen der hohen Atmosphärenschichten zeigt. Deshalb muß diese gründliche Darstellung eines Wissensgebietes, auf dem gerade in den letzten Jahren durch neuartige Forschungsmittel und Methoden große Fortschritte erzielt worden sind, nicht nur denen, die an der Erforschung der hohen Atmosphärenschichten selbst beteiligt sind oder sich beteiligen wollen, sondern auch allen, die an den Fortschritten der geophysikalischen Wissenschaft überhaupt interessiert sind, bestens empfohlen werden.

F. Steinhauser, Wien.

Weather Forecasting for Aeronautics. Von J. J. George. Mit zahlreichen Textabb., IX, 673 S. New York-London: Academic Press. 1960. $ 15,00.

Der Verfasser will in dem vorliegenden Buch vorwiegend auf rein empirischer Grundlage Anleitungen zu sozusagen objektiven Vorhersagen für 12 bis 36 Stunden geben und beschränkt sich dabei meist auf nordamerikanische Gebiete. In der Anlage seines Werkes und in den dargelegten Methoden geht der Autor sehr originelle Wege. Die Vorhersagemethoden werden auf statistische Feststellungen von Beziehungen zwischen verschiedenen meteorologischen Parametern oder zu Folgewetterentwicklungen, auf Korrelationen und Mehrfachkorrelationen zwischen verschiedenen Größen und auf daraus abgeleitete Diagramme gestützt, die naturgemäß nur für Gebiete oder Orte, für die sie aus der Erfahrung gewonnen worden sind, angewendet werden können.

Nach einer Klassifikation der Zyklonen in vier Typen nach ihrer Zugrichtung und nach der Höhenströmung werden Methoden der Vorhersage der Zyklogenese für die USA entwickelt, die hauptsächlich auf die Formen

der 850 mb-Topographie und auf empirisch-statistisch festgelegte Beziehungen zwischen Kaltluftinjektionen und der durchschnittlichen Zeit bis zur darauffolgenden Zyklonenbildung begründet sind. Die Unterscheidung der Vorhersage einer Vertiefung der Zyklonen, einer Neubildung oder einer sprunghaften Verlagerung des Zyklonenkernes wird auf eine Statistik der Zyklonenbahnen innerhalb von 18 Stunden nach der Kaltluftinjektion gestützt. Neubildungen werden auf Grund einer Statistik der Abstände des Ortes der Kaltluftinjektion von der Mutterzyklone vorhergesagt. Auch für die Prognose der Intensität der Neubildungen, ihrer Zugbahnen und ihrer Verlagerungsgeschwindigkeit werden Mehrfachkorrelationstafeln für Beziehungen zu Temperatur und Windgeschwindigkeit abgeleitet. Aus diesen Angaben ist schon die Art der Vorhersagetechnik ersichtlich, die der Autor in dem Buche als empirische Methode entwickelt und deren Durchführung an Beispielen erläutert wird. In ähnlicher Weise werden auch Methoden für Prognosen einer Zyklonenbildung im Mittelmeer rein empirisch aus der Form der Topographie der 500 mb-Fläche und für Prognosen der Zyklonenbildung im Küstengebiet von Ostasien entwickelt.

Es ist natürlich nützlich und in verschiedener Hinsicht aufschlußreich, wenn auch auf statistischem Wege Beziehungen und Korrelationen zwischen bestehenden Wetterlagen und Folgeentwicklungen abgeleitet werden. Es wird aber diese rein empirische Methode allein doch kaum als hinreichend angesehen werden können, sondern noch einer physikalisch-meteorologischen Interpretation der Wetterentwicklung bedürfen, andererseits aber allerdings auch wieder eine Ergänzung für die synoptische Vorhersagemethode liefern können.

Im weiteren werden für Vorhersagen der Vertiefung oder Auffüllung von Zyklonen verschiedener Art im Osten der USA Mehrfachkorrelationstafeln für Beziehungen zu den vier Parametern Instabilitätsindex (bestimmt aus den Temperaturdifferenzen zwischen 700- und 500 mb-Fläche), Wellenlängen und Amplituden im System der Isolinie der 700 mb-Fläche und Temperaturadvektionsterm empirisch aufgestellt und daraus Prognosenregeln abgeleitet. Auf ähnliche Weise beruhen auch die Vorhersagen der Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit der verschiedenen Arten von Zyklonen auf empirisch-statistisch gewonnenen Beziehungen zu bestimmten Parametern. Für jede Art von Vorhersagen wird ein spezielles Arbeitsblatt angegeben, in dem die einzelnen Schritte der Prognose angeführt werden, wozu die entsprechenden aus den Bodenwetterkarten oder Höhenwetterkarten zu entnehmenden Werte nach der Art der Ausfüllung eines Fragebogens einzutragen sind.

Wegen des Einflusses von Gebirgen und Kontinenten auf die Entwicklung von Zyklonen werden in dem vorliegenden Buch auch die empirischen Vorhersagemethoden gesondert für den Osten und für den Westen der USA sowie für die Ozeane abgeleitet und in ihrer Anwendung gezeigt.

Ebenfalls auf Grund empirisch-statistischer Feststellungen werden auch Methoden zur Vorhersage der Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit von Antizyklonen in den USA mit Hilfe der 850-, 700- und 500 mb-Karten angeführt. Für die Verlagerung polarer Antizyklonen wird die Steuerung durch die Strömung im 700- und 500 mb-Niveau und Kaltluftadvektion im 850 mb-Niveau als maßgebend angesehen.

Empirisch-statistisch gewonnene Vorhersagemethoden werden ferner angewendet zur Bestimmung der Verlagerung von Kältetiefs im 500 mb-Niveau und ihres Einflusses auf Bodentiefs, zur Vorhersage der Verlagerung von Kaltfronten verschiedener Art mit Hilfe von Strömungsformen bzw. Iso-

thermen im 700- oder 850 mb-Niveau und der Verlagerung von Warmfronten verschiedener Art mit Hilfe des geostrophischen Windes am Boden und im 850 mb-Niveau und zur Vorhersage der Verlagerung tropischer Zyklonen im Küstengebiet der USA auf Grund von Daten der Bodenwetterkarte und der relativen Topographie der 500- über der 850 mb-Fläche.

Ferner wird ein einfaches Verfahren zur Bestimmung einer 24stündigen Vorhersagekarte der Druckverteilung am Boden aus den Höhenänderungen der 700 mb-Fläche und den Temperaturänderungen in der 850 mb-Fläche entwickelt.

Nach einer eingehenden Darstellung der Bedeutung verschiedener Faktoren für die Nebelbildung werden empirisch gewonnene Beziehungen, Diagramme und Regeln zur Vorhersage der Nebelbildung, der Verlagerung von Nebelgebieten oder der Nebelauflösung im Osten der USA unter Benutzung der Temperaturänderung mit der Höhe, des geostrophischen Bodenwindes, des Windes im 850 mb-Niveau, der Feuchteänderung mit der Höhe, synoptischer Lagen und anderer Faktoren in großer Ausführlichkeit wiedergegeben, aus denen auch Anregungen für die Entwicklung analoger Methoden in anderen Gebieten entnommen werden können.

Es werden auch rasch auswertbare empirisch-statistische Methoden für qualitative und quantitative Vorhersagen von Winterniederschlägen im Osten der USA unter Verwendung von Daten aus Bodenwetterkarten und aus Höhenkarten der 850-, 700- und 500 mb-Flächen (besonders Feuchtedaten und Troglagen), für Vorhersagen von Luftmassengewittern, präfrontaler Böenlinien, der Intensität der Turbulenz in Gewittern und Frontbereichen und der Clear Air-Turbulenz verschiedener Art (Leewellen, Jet Stream-Turbulenz), der Größe von Hagelkörnern, der Tornados und schwerer Schneestürme entwickelt.

Besonders auf die Bedürfnisse des Flugwetterdienstes und des Flugverkehrs ausgerichtet sind Höhenwind- und Temperaturbestimmungen für verschiedene Höhenschichten auf Grund von Klimakarten und kurzfristige Vorhersagemethoden dieser Elemente auf Grund von Extrapolationen und Vorausbestimmungen der Druckverteilung in Höhenwetterkarten und insbesondere der Verlagerung, Vertiefung oder Abschwächung von Höhentrögen und damit verbundenen Temperaturadvektionen sowie der Jet Stream-Windstärken.

Nach einer Übersicht über die Verwertung von Radarbeobachtungen für Wettervorhersagen werden für zahlreiche Flugplätze im Osten der USA empirisch-statistische Methoden und Diagramme für lokale Vorhersagen angegeben, die vor allem die Nebelbildung, schlechte Sicht und Untergrenzen tiefer Wolken betreffen und abgesehen von ihrer praktischen Verwertbarkeit auf den betreffenden Flugplätzen selbst auch Anregungen zur Entwicklung ähnlicher Methoden von Lokalprognosen für andere Orte geben können.

Abschließend sei nochmals darauf hingewiesen, daß in dem in seiner Art sehr originellen und methodisch sehr anregenden Buch nur Vorhersagemethoden auf Grund empirisch-statistisch gewonnener Beziehungen zwischen verschiedenen meteorologischen Parametern oder auf Grund von Diagrammen angeführt und in ihrer Anwendung erklärt werden, daß aber im allgemeinen dafür keine physikalisch-synoptische Interpretationen gegeben und auch Vorhersagemethoden im Sinne der synoptischen Meteorologie nicht dargestellt werden. Deshalb entspricht der Titel des Buches nicht ganz seinem Inhalt.

F. Steinhauser, Wien.

Luftfahrt-Meteorologie. Von H. Regula und W. Zimmerschied. Band II: Dreidimensionale Analyse und meteorologische Navigation. Mit 77 Textabb., VIII, 154 S. Frankfurt am Main: Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1959. DM 15,—.

Als Ziel des Buches wird angegeben, daß damit erfahrenen Flugzeugführern eine Vorstellung vom Wetter als einem dreidimensionalen Geschehen vermittelt werden soll, die sie befähigt, die Abhängigkeit günstiger Flugwege vom Strömungsfeld der Luft besonders auch in höheren Schichten kennenzulernen. Darüber hinaus gibt das Buch aber einen ausgezeichneten und sehr ansprechend geschriebenen Einblick in die verschiedenen Formen des dreidimensionalen Wettergeschehens und der Witterungsgebilde, weshalb es im besonderen auch für Studierende und zur Vorbereitung für den synoptischen Wetterdienst sehr nützlich sein wird. Es werden dabei auch die neuesten Entwicklungen und Forschungsergebnisse berücksichtigt und sehr anschaulich und verständlich dargestellt.

Die erste Hälfte des Buches ist der Analyse der Wetterlage in dreidimensionaler Betrachtung gewidmet und behandelt, unterstützt durch instruktive Bilddarstellungen, die Höhenwetterkarten, die allgemeine Zirkulation, den Aufbau der Zyklonen und Antizyklonen, die Struktur der Fronten, die Wettererscheinungen in einheitlichen Luftmassen, den Jetstream und die damit zusammenhängenden Wettererscheinungen.

In einem Abschnitt über Wettervorhersage wird die Bestimmung der Verlagerung von Fronten und Druckänderungsgebieten, die Steuerung und die Wirkung von Divergenzen sowie die Konstruktion von Vorhersagekarten erklärt.

Besondere Beachtung verdient ein Abschnitt über die meteorologische Navigation, in dem die verschiedenen Methoden zur Bestimmung der Abtrift und des zeitlich kürzesten Flugweges in Abhängigkeit von der jeweils herrschenden Wetterlage ausführlich und übersichtlich dargestellt werden. Ein letzter Abschnitt ist der Kartenkunde gewidmet und zeigt dem Leser die verschiedenen Arten der Kartenprojektion und ihre besonderen Eigenarten.

F. Steinhauser, Wien.

Dynamics of Climate. Herausgegeben von R. L. Pfeffer. Mit einigen Textabb., XV, 137 S. Oxford-London-New York-Paris: Pergamon Press. 1960. 35s. net.

Wenn man den Inhalt dieses Buches nur nach seinem Titel beurteilen wollte, könnte man sich davon vielleicht eine falsche Vorstellung machen. Es handelt sich dabei nämlich weniger um eine Darstellung von Forschungsergebnissen und Tatsachen der Dynamik des Klimas als vielmehr um Diskussionen der Forschungsmethoden und insbesondere der mathematischen Methoden, die zu solchen Ergebnissen führen sollten. Der Weg zur Erkenntnis der Dynamik des Klimas führt über das Studium der allgemeinen Zirkulation und ihrer Schwankungen und der Inhalt des Buches gibt in Form von Vortrags- und Diskussionsreferaten den Inhalt eines Symposiums wieder, das im Jahre 1955 zur Erörterung der Probleme der Anwendung der Methoden der numerischen Integration auf das Problem der allgemeinen Zirkulation gehalten worden ist. Diese Probleme wurden auf dem erwähnten Symposium von den verschiedenen Gesichtspunkten in der Art besprochen, daß im besonderen darüber diskutiert wurde, wie sich die allgemeine Zirkulation mit Hilfe der Me-

thoden der numerischen Integration im allgemeinen und besonders in ihren Änderungen erfassen läßt und wie die verschiedenen Faktoren, die auf Änderungen der allgemeinen Zirkulation einen Einfluß haben, sich bei der Anwendung dieser Methoden mathematisch berücksichtigen lassen. Es handelt sich hier um grundsätzliche Probleme von sehr großer Bedeutung für das Studium der allgemeinen Zirkulation und ihrer Änderungen und damit auch letzten Endes für das Studium von Klimaschwankungen und ihren Ursachen. Deshalb muß dem Buch auch trotz der Verzögerung der Veröffentlichung noch Interesse und Beachtung geschenkt werden. Die Geschlossenheit der Darstellung des ganzen Komplexes von diskutierten Problemen gewinnt besonders dadurch, daß der Herausgeber selbst die Vortragsreferate und auch die Diskussionsbemerkungen für die Veröffentlichung so bearbeitet hat, daß sie in logischer Folge ein abgerundetes Bild von dem Verlauf und dem Ergebnis des Symposiums vermitteln und durch den hier wiedergegebenen Meinungs- und Gedankenaustausch auch Anregung für die weitere Forschung geben. Diese sicherlich mühevolle Arbeit des Herausgebers muß dankbar anerkannt werden.

In den einzelnen Vorträgen wurde einleitend das Programm der Behandlung der allgemeinen Zirkulation und damit auch der Klimaschwankungen mit Methoden der numerischen Integration allgemein entwickelt, es wurden Erfahrungen und Ergebnisse von Berechnungen mit verschiedenen Modellen unter Berücksichtigung bestimmter Energiequellen, verschiedener Bedingungen der Heizung und Rotation, der Einbezug nichtadiabatischer Effekte, quasistationärer Störungen der Zonalströmung und orographischer Einflüsse mitgeteilt. Ferner wurde über Forschungsprogramme des Massachusetts Institute of Technology und der Johns Hopkins University, über experimentelle Untersuchungen, über mögliche Ursachen der Klimaschwankungen und über die Einbeziehung von Strahlungseffekten in die mathematische Behandlung der allgemeinen Zirkulation vorgetragen.

F. Steinhauser, Wien.

Atlantic Hurricanes. Von G. E. Dunn und B. I. Miller. Mit 87 Textabb., VII, 326 S. Louisiana: State University Press. 1960. $ 10,00.

Das Buch behandelt eine sehr bedeutungsvolle und interessante, aber in vielen ihrer Einzelheiten noch nicht geklärte meteorologische Erscheinung der Tropen oder Subtropen in einer sehr umfassenden Betrachtungsweise und derart klaren, instruktiven und verständlichen Darstellungsart, daß es weiten Kreisen von Interessenten einen guten Einblick in die Erscheinungsformen der Hurricane und in die mit ihrer Entstehung und Entwicklung zusammenhängenden theoretischen Probleme bieten kann, aber auch den Studierenden der Meteorologie eine gute Anleitung zum eingehenden Studium dieser heute sehr aktuellen Probleme gibt und den Fachmeteorologen eine ausgezeichnete Übersicht über den heutigen Stand der Forschung und Erkenntnisse der mit den Hurricanen zusammenhängenden Erscheinungen vermittelt.

Einer eindrucksvollen Schilderung des Erlebnisses eines der größten Hurricane der neuesten Zeit folgen Darstellungen der allgemeinen Zirkulation und der normalen klimatischen und meteorologischen Verhältnisse in den tropischen Gebieten des Atlantiks sowie ausführliche statistische Angaben über die Häufigkeit und Ursprungsstellen von Hurricanen in verschiedenen Gebieten und zu verschiedenen Jahreszeiten, über ihre Änderungen im Laufe der Zeit, über ihre Gebietsgröße und Lebensdauer sowie eine Schilderung

der charakteristischen Wettererscheinungen beim Durchzug eines Hurricans und seiner Struktur im vertikalen Aufbau. Es werden auch die Begleiterscheinungen der Hurricane, wie Meereswogen und Brandung, Starkregen, Tornados, Blitze und Gewitter geschildert.

Ferner werden die heutigen Ansichten über den Energiehaushalt und die Energiequellen sowie über die Entstehung der Hurricane mitgeteilt und diskutiert. Einer Schilderung der Methoden und Versuche zu Hurricanvorhersagen und ihrer Schwierigkeiten von historischen Zeiten bis zum modernen Hurricanwarnungssystem des US-Weather Bureaus folgen Ausführungen über die Art und Weise der Beobachtung der Entstehung von Hurricanen und der Verfolgung ihrer Weiterentwicklung mit Hilfe von Schiffsbeobachtungen, Wettererkundungsflügen, Radar- und Satellitenbeobachtungen sowie über Einzelheiten der Technik der Vorhersage der Hurricanverlagerung auf Grund der Klimatologie der Hurricanbahnen und -geschwindigkeiten unter Berücksichtigung eines Steuerungsmechanismus durch die Grundströmung nach Höhenwetterkarten und des Einflusses des Systems langer Wellen im Grenzgebiet zwischen westlicher und östlicher Strömung und auf Grund numerischer Berechnungsmethoden und schließlich auch Angaben über die Verstärkung oder Auflösung von Hurricanen unter verschiedenen Einflüssen der Höhenströmung oder der Unterlage.

Die weiteren Abschnitte behandeln unter Anführung von Beispielen die zerstörenden Kräfte der Hurricane, wie Meereswogen und Brandung, Überschwemmungen und Sturmwindstärken, Maßnahmen zum Schutz vor Hurricanen durch entsprechende Bauweise und Verhaltensanweisungen und schließlich die Hurricanschäden in verschiedenen Teilgebieten der USA. Abschließend werden noch Hinweise auf weitere Forschungsaufgaben und auch auf die Möglichkeiten zur technischen Beeinflussung der Hurricane gegeben. Ein Anhang bringt chronologische Listen der in den USA bisher beobachteten tropischen Zyklonen.

Das Buch gibt Auskunft über alles, was man heute auf Grund von unmittelbaren Beobachtungen mit verschiedenen modernen Hilfsmitteln sowie auch auf Grund von theoretischen Untersuchungen über Hurricane und ihre Erscheinungsformen und Begleiterscheinungen weiß, und läßt auch deutlich die noch ungelösten Probleme erkennen. Es ist die umfassendste Darstellung auf diesem Gebiet nach dem heutigen Stand der Forschung.

F. Steinhauser, Wien.

Advances in Space Science. Vol. 2. Herausgegeben von F. I. Ordway, III. Mit 127 Textabb., XIII, 450 S. New York-London: Academic Press. 1960. $ 13,00.

Der vorliegende 2. Band dieser neuen sehr aktuellen Schriftenreihe enthält zusammenfassende Darstellungen von für die Weltraumforschung sehr wichtigen Problemen, die in einer derart umfassenden Form in theoretischer und technischer Hinsicht bisher in der Literatur noch nicht behandelt worden sind, weshalb das Buch großes Interesse finden wird.

Im ersten Abschnitt behandelt Ch. P. Sonett die Probleme der experimentellen Weltraumphysik in ausführlicher Darstellung der theoretischen Grundlagen der Wirkungsweise der instrumentellen Einrichtungen von Weltraumfahrzeugen unter Berücksichtigung der bisher gewonnenen Beobachtungsergebnisse von physikalischen Verhältnissen ihres Flugraumes. Dazu gehören vor allem das Verhalten und die Vorgänge im erdmagnetischen Feld, im interplanetaren Magnetfeld und in den planetaren Magnetfeldern, die zur Messung

der Magnetfelder verwendbaren neuartigen Magnetsonden und die durch die Umgebung und durch den Flugkörper verursachten Störungen, die instrumentellen Einrichtungen zu Beobachtungen hochenergetischer Strahlungen im Weltraum und in der Umgebung der Erde, Apparaturen und Einrichtungen für radioastronomische Beobachtungen aus Raumfahrzeugen, Methoden der Bestimmung der Plasmadichte des interplanetaren Raums, instrumentelle Anordnungen zur Bestimmung und Unterscheidung der von Kometenschweifen oder aus dem Asteroidengürtel stammenden Mikrometeoriten nach ihrem Mengenverhältnis und ihrer Energie unter Berücksichtigung ihrer Wechselwirkung mit dem interplanetaren Gas und mit der Sonnenstrahlung und der daraus resultierenden elektrischen Ladung und die Methoden der Übermittlung von Beobachtungsergebnissen.

K. O. Henize berichtet über die Methoden und instrumentellen Einrichtungen zur Beobachtung und Verfolgung der Bahnen von Satelliten und Raumfahrzeugen und über die aus diesen Beobachtungen gefolgerten Ergebnisse über die Dichte der äußeren Atmosphärenschichten und ihre Schwankungen, über die Abplattung der Erde und die Massenverteilung auf Nord- und Südhalbkugel und über genauere Bestimmungen transozeanischer Entfernungen.

In einem Abschnitt, in dem von F. L. Bagby dargestellt wird, welchen Einwirkungen das Material der Weltraumfahrzeuge im Weltraum selbst ausgesetzt ist, wird in Besprechung der Verhältnisse der Erdatmosphäre gezeigt, daß bereits oberhalb 200 bis 250 km Höhe die Materialien sich in diesem Einflußbereich befinden. In Betracht gezogen wird die Wirkung von Gasen im Weltraum, von Meteoritenstaub, von hochenergetischen Teilchen der kosmischen Strahlung und der Van-Allen-Gürtel, elektromagnetische Strahlung und das Schwerefeld, die beim Einfall in die Atmosphäre verursachte Erwärmung und Bahnbeeinflussung, die Energieumwandlung zum Betrieb des Raumschiffes, die dabei auftretenden Temperaturen, Druck- und Strahlungseffekte und ihre Auswirkungen auf verschiedene Materialien.

In weiteren Beiträgen werden ausführlich die Probleme der Plasmaantriebsmethode und der elektrostatischen Antriebssysteme sowie der Kontrolle und Beeinflussung der Lage von Raumfahrzeugen im Flug behandelt. Jedem Beitrag ist ein reichhaltiges Literaturverzeichnis beigegeben.

F. Steinhauser, Wien.

Über markante Erwärmungen in der Stratosphäre. Von K. Behr. (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen. Band IX, Heft 2.) Mit 23 Textabb., 57 S. Berlin: Verlag von Dietrich Reimer. 1960. DM 7,—.

In neuerer Zeit sind von verschiedenen Seiten Veröffentlichungen über plötzlich auftretende starke Erwärmungen in der oberen Stratosphäre erschienen. Da es sich dabei um eine sehr bemerkenswerte, aber gänzlich unerwartete Erscheinung handelt, deren Erklärung noch nicht ganz eindeutig gelungen ist, muß es begrüßt werden, daß in der vorliegenden Schrift ein zusammenfassender Bericht über die bisher erschienenen Beiträge zu diesem Problem vorgelegt wird. Neben der Übersicht über die bis 1958 beobachteten Fälle starker Erwärmungen in der Hochstratosphäre verdient die Diskussion der Ursachen der Erwärmung besonderes Interesse. Als extraterrestrische Ursachen wurden von verschiedenen Autoren in Betracht gezogen: Eine Erhöhung der Ultraviolettstrahlung der Sonne bei Eruptionen und eine dadurch bewirkte Erwärmung in der Ozonosphäre, eine von Sonnenerup-

tionen verursachte Korpuskularstrahlung, eine Erwärmung durch Koronastrahlen bei relativ ruhigem Sonnenzustand, eine in den Tropen bei Sonneneruptionen bis in die Troposphäre eindringende erhöhte Ultraviolettstrahlung mit Erwärmung durch Absorption im Wasserdampf und eine bei Sonneneruptionen gesteigerte Ultrastrahlung sehr hoher Geschwindigkeit. Es wird auch über die gegen diese Erklärungsversuche von anderer Seite vorgebrachten Einwände berichtet. Als terrestrische Ursachen der Erwärmungen wurden von verschiedenen Autoren angeführt: Schwankungen der Zirkulation der Nordhalbkugel und dabei insbesondere Verlagerungen der Kältepole, Advektion warmer Luft, Vertikalbewegungen beim Übergang von zonaler zu meridionaler Zirkulation, Erwärmung durch Absinken und turbulente Wärmezufuhr aus der höheren warmen Ozonschicht. Bei diesen Vorgängen bleibt meist die auslösende Ursache noch ungeklärt. Zur Lösung der Frage nach den Ursachen der explosionsartigen Erwärmungen der Hochstratosphäre werden weitere Untersuchungen auf Grund von hochreichenden Radiosondenaufstiegen, möglichst von der ganzen Nordhalbkugel, und von täglichen Karten hochliegender Niveaus, sowie eine Koordinierung der verschiedenen Beobachtungsergebnisse der Sonnenüberwachung für notwendig gehalten.

F. Steinhauser, Wien.

Average Water-Vapour Content of the Air. Von J. K. Bannon und L. P. Steele. (Geophysical Memoirs No. 102.) Mit 17 Karten, 1 Abb., 38 S. London: Her Majesty's Stationery Office. 1960. 8s. 6d.

In der Arbeit wird zum erstenmal der dankenswerte Versuch gemacht, auf Grund des gesamten aus der Zeit von 1951 bis 1955 zur Verfügung stehenden aerologischen Beobachtungsmaterials für die Monate Januar, April, Juli und Oktober Weltkarten der Verteilung des Wasserdampfgehaltes der Luft in verschiedenen Höhenschichten zu zeichnen. Es wird dabei jeweils die in einer Luftsäule über 1 cm^2 enthaltene Wasserdampfmenge dargestellt, und zwar für die Luftsäule über dem Boden und über den 850-, 700- und 500 mb-Niveaus. Eine Abschätzung der verschiedenen Fehlermöglichkeiten ergab, daß der gesamte Fehler wahrscheinlich in einer Unterschätzung des Wasserdampfgehaltes um 1 bis 3% besteht.

F. Steinhauser, Wien.

Grundlagen der angewandten Geophysik für Geologen. Von H. Reich. Mit 112 Textabb., VIII, 236 S. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G. 1960. DM 26,—.

Der Verfasser hat sich die Aufgabe gestellt, in seinem Buch besonders den Bedürfnissen der Geologen entgegenzukommen und zum Unterschied zu anderen Werken über angewandte Geophysik in seiner Darstellung möglichst ohne Hilfsmittel der höheren Mathematik auszukommen, dabei aber doch die aus der geophysikalischen Forschungsarbeit für geologische Gesichtspunkte wesentlichen Folgerungen darzustellen, sich auch mit verschiedenen Ansichten über grundlegende physikalische Vorgänge auseinanderzusetzen und die physikalischen und geologischen Grundlagen sowie die Grundzüge der einzelnen geophysikalischen Meßverfahren möglichst einfach zu erklären.

Nach einer Einführung in die Problematik und in die Bedeutung der angewandten Geophysik für den Geologen findet man in dem zweiten Abschnitt in zahlreichen Tabellen Wertangaben für die Dichte und für die elastischen.

magnetischen und radioaktiven Eigenschaften sowie für die Wärmeleitfähigkeit von Mineralien, Steinen und geologischen Körpern mit Hinweisen auf ihre Bedeutung für die Anwendung geophysikalischer Aufschlußverfahren und für die geologische Auswertung und Deutung.

Im dritten Abschnitt werden die verschiedenen Verfahren der angewandten Geophysik erklärt und die in der Praxis gebräuchlichen Instrumente, ihre Funktionsweise und die Methode der Auswertung zugleich mit Angabe der Fehlermöglichkeiten, der erforderlichen Meßgenauigkeit und der anzubringenden Korrekturen beschrieben. Dabei werden die verschiedenen Verfahren eingeteilt in Verfahren, die sich natürlicher Kraftfelder bedienen, wie gravimetrische, magnetische, geologische, geothermische, radioaktive und seismische Messungen, und Verfahren mit im Untersuchungsgebiet künstlich erzeugten Kraftfeldern wie seismische Verfahren mit durch Explosionen erzeugten mechanischen Impulsen und geoelektrische Verfahren mit künstlich erzeugten elektrischen Feldern. Die Verständlichkeit der Darstellung wird durch zahlreiche sehr instruktive Abbildungen wesentlich gefördert.

Als Anwendungen geophysikalischer Messungen auf geologische Probleme werden im vierten Abschnitt unter Anführung von Beispielen eingehend besprochen: die geophysikalische (magnetische, elektrische, radioaktive, thermische) Kartierung auf Grund physikalischer Unterschiede nahe der Oberfläche, die Bestimmung geologischer Grenzflächen mit geringen Neigungen auf Grund von seismischen oder elektrischen Messungen, die Bestimmung geoelektrischer Grenzflächen mit großen Neigungen auf Grund gravimetrischer oder magnetischer Untersuchungen, die Festlegung geologischer Körper in großen Tiefen auf Grund von magnetischen oder gravimetrischen Messungen, die geophysikalische Tiefen-Kartierung, geophysikalische Untersuchungen in Bohrlöchern mit Widerstandsmessungen, Eigenpotentialmessungen, Hochfrequenzmessungen, radioaktiven oder elastischen Messungen. Das Buch wird in seiner sehr klaren Darstellungsweise nicht nur der geologischen Praxis gute Dienste leisten, sondern auch ein wertvoller Behelf für Studierende der Geophysik sein.

F. Steinhauser, Wien.

Einführung in die angewandte Geophysik. Von F. Gassmann und M. Weber. Mit zahlreichen Textabb., 284 S. Bern: Verlag Hallwag. 1960.

Das Buch gibt eine Artikelreihe zum Thema „Grundzüge der angewandten Geophysik" wieder, die in der Zeit von 1953 bis 1959 in einer Zeitschrift erschienen sind. Diesem Ursprung entsprechend, ist die Darstellung sehr einfach und verständlich gehalten und gewinnt durch sehr anschauliche und instruktive Abbildungen. Dadurch zeichnet sich dieses Werk besonders aus. Es kann daher nicht nur Studierenden der Geophysik und Geologie sowie Interessenten verwandter Naturwissenschaften als Einführung in das Wissensgebiet der angewandten Geophysik dienen, sondern bringt auch dem Geophysiker selbst manch originelle Darstellungen. Die Ausführungen sind stark auf die unmittelbare praktische Anwendung abgestellt. Deshalb sind auch Betrachtungen über die zweckmäßige Wahl eines bestimmten Verfahrens, über die ökonomische Seite des Einsatzes bestimmter Aufschlußmessungen, über Anwendungsgebiete, über die Planung und über die Interpretation der Meßergebnisse eingeschlossen.

Im einzelnen werden die Gravimetrik, die Magnetik, die Seismik und die Geoelektrik behandelt. Dabei werden für jedes dieser Verfahren zuerst die allgemeinen geophysikalischen Grundlagen, dann die Auswirkungen von Masseneinlagerungen verschiedener Art und verschiedener Form auf die zu

messenden Größen, die Durchführung der Messungen und die Meßinstrumente, die Auswertung und die Interpretation der Meßergebnisse sowie sonstige im Zusammenhang mit der jeweiligen Prospektionsmethode bedeutungsvolle Beobachtungsdaten in didaktisch sehr geschickter Art, unterstützt von sehr charakteristischen Beispielen, ausführlich erklärt. Damit gibt das Buch im wahrsten Sinne des Wortes eine ausgezeichnete Einführung in die darin behandelten Methoden der angewandten Geophysik, ohne dabei allerdings einen Anspruch auf Vollständigkeit erheben zu wollen.

F. Steinhauser, Wien.

Tägliche Höhenkarten der 10mbar-Fläche für das Internationale Geophysikalische Jahr 1958. Von K. Behr, K. Petzoldt, R. Scherhag und G. Warnecke. Teil III: 3. Vierteljahr. Mit 92 Karten, 4 S. (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band XIII, Heft 3.) Berlin: Verlag von Dietrich Reimer. 1960. DM 7,50.

Tägliche Höhenkarten der 25mbar-Fläche für das Internationale Geophysikalische Jahr 1958. Von K. Behr, K. Petzoldt, R. Scherhag und G. Warnecke. Teil III: 3. Vierteljahr. Mit 92 Karten, 5 S. (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band X, Heft 3.) Berlin: Verlag von Dietrich Reimer. 1960. DM 7,50.

Tägliche Höhenkarten der 50mbar-Fläche für das Internationale Geophysikalische Jahr 1958. Von K. Behr, K. Petzoldt, R. Scherhag und G. Warnecke. Teil III: 3. Vierteljahr. Mit 92 Karten, 1 S. (Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin. Meteorologische Abhandlungen: Band XII, Heft 3.) Berlin: Verlag von Dietrich Reimer. 1960. DM 7,50.

Es ist sehr erfreulich, daß mit den neuen Heften bereits für das dritte Quartal des Jahres 1958 die Veröffentlichung der täglichen Höhenkarten der 50-, 25- und 10mbar-Karten der Nordhalbkugel abgeschlossen werden konnte und damit dieses für die Forschung außerordentlich bedeutungsvolle Beobachtungsmaterial des Internationalen Geophysikalischen Jahres allgemein zugänglich gemacht wird. Für das große Interesse, das diesen Veröffentlichungen entgegengebracht wird, spricht die Tatsache, daß von den Höhenkarten der 50- und der 25mbar-Karten des ersten Halbjahres 1958 bereits eine zweite Auflage erschienen ist, die inhaltlich einige Korrekturen und Ergänzungen erfahren hat. Darauf sei auch hier hingewiesen.

F. Steinhauser, Wien.

Handbook of Aviation Meteorology. Herausgegeben vom Air Ministry Meteorological Office. Mit 147 Textabb., XVI, 404 S. London: Her Majesty's Stationery Office. 1960. 25 s. net.

Das vorliegende Buch hat in der 1939 erschienenen, von R. C. Sutcliffe verfaßten „Meteorology for Aviators", einen Vorläufer und will wie dieser vor allem dem Wetterkundeunterricht an Flugzeugführerschulen dienen. Diesem Zwecke entsprechend ist die Darstellung möglichst einfach und verständlich gehalten und setzt nur wenig Vorkenntnisse voraus. Es ist interessant, beim Vergleich beider Bücher festzustellen, wie sehr sich das Wissensgut der Meteorologie in den letzten 20 Jahren auch in den unmittelbar der Praxis des Flugverkehrs dienenden Fragen durch neue Erkenntnisse und Anwendungsmethoden erweitert hat.

Im ersten Teil werden die physikalischen Grundlagen eingehend behandelt. Nach einer einleitenden Darstellung des Aufbaues und der Struktur der Lufthülle der Erde und der Normalatmosphäre werden die einzelnen meteorologischen Elemente und die zu den verschiedenen Witterungserscheinungen führenden physikalischen Prozesse, aber auch die gebräuchlichen Auswerte- und Berechnungsverfahren erläutert. Dabei ist im besonderen immer auf die für den Flugverkehr bedeutungsvollen Erscheinungen Bezug genommen. Dies gilt vor allem auch für die Abschnitte über die Bedingungen und Formen der Flugzeugvereisung, über die Sichtverhältnisse und die diese beeinflussenden meteorologischen Faktoren und über die besonderen Bedingungen für das Fliegen in hohen Luftschichten. Man findet auch Ausführungen über meteorologische Gesichtspunkte für die Anlage von Flugplätzen, über die besonderen meteorologischen Bedingungen für Helikopter und über Radiometeorologie.

Nach einer Darstellung der Methoden der meteorologischen Beobachtungen an Bodenstationen und in der freien Atmosphäre im zweiten Teil werden im dritten Teil ausführlich die Grundlagen und die Arbeitsweise der synoptischen Meteorologie behandelt. Im vierten Teil folgt eine kurze Beschreibung der Organisation des britischen Flugwetterdienstes. Im fünften Teil wird ein ausführlicher Überblick über die Klimatologie und dabei besonders über die allgemeine Zirkulation und über spezielle flugklimatische Verhältnisse auf den Fluglinien geboten.

In dem Buch haben wir nun wieder einen dem modernen Stand der Forschung entsprechenden ausgezeichneten Behelf für die Unterrichtung der Flugzeugführer über die für das Fliegen bedeutungsvollen meteorologischen Erscheinungen und Vorgänge, der auch für die Ausbildung von Flugmeteorologen selbst nützliche Dienste leisten kann und daher weite Verbreitung verdient.

F. Steinhauser, Wien.

Geomagnetische Instrumente und Meßmethoden. Von H. Wiese, H. Schmidt, O. Lucke und F. Frölich. (Geomagnetismus und Aeronomie: Band II. Herausgegeben von G. Fanselau.) Mit 657 Textabb., XIII, 648 S. Berlin: Deutscher Verlag der Wissenschaften. 1960. DM 123,—.

Von dem großangelegten Werk über Geomagnetismus und Aeronomie liegt nun auch der zweite Band vor, der die geomagnetischen Instrumente und Meßmethoden in einer bisher noch nie dagewesenen Ausführlichkeit behandelt.

Im ersten Teil des Buches werden auf 157 Seiten Theorie und Beschreibung der klassischen geomagnetischen Instrumente gebracht, und zwar für instrumentelle Methoden zur absoluten Bestimmung des erdmagnetischen Vektors nach Richtung und Stärke und für relative Instrumente zur Messung der Feldunterschiede von Ort zu Ort einerseits und zur Aufzeichnung der zeitlichen Änderungen des Feldes andererseits. Neben der eingehenden Ableitung der theoretischen Grundlagen der verschiedenen Meßgeräte und Meßverfahren findet man darin alles, was zum Verständnis der Meßgeräte, zu ihrer Behandlung bei der Durchführung der Messungen und Registrierungen, zur Auswertung der Beobachtungsergebnisse, zur Berücksichtigung der Fehlermöglichkeiten und zur Beurteilung der erreichbaren Genauigkeit wissenswert und notwendig ist.

Der zweite Abschnitt behandelt auf 243 Seiten die neueren Meßmethoden der Geomagnetik. Dabei wird nicht eine Einteilung nach Meßaufgaben, sondern ein instrumentelles Einteilungsprinzip befolgt in dem Sinne,

daß die Verfahren nach dem vorherrschenden Meßorgan geordnet besprochen werden. Es sind dies Verfahren, bei denen Magnete mit lichtelektrischen Zusatzeinrichtungen, wechselstromausgesteuerte hochpermeable Materialien, Luft- und Kernspulen mit induktiver, motorischer und magnetostatischer Wirkung, Elektronenstrahlen im Vakuum bzw. freie Elekronen in Metallen oder Atomkernproben als Meßorgan dienen. Die dabei in Betracht gezogenen Beobachtungsmöglichkeiten betreffen die Beobachtung der Ausgangsspannung ruhender oder bewegter Spulen mit oder ohne weichmagnetischen Kern, die Beobachtung der Verzerrungen, die ein sinusförmiger Wechselstrom in der Ausgangsspannung eines Transformators mit weichmagnetischem Kern hervorruft, die Beobachtung der in einer Spule mit hochpermeablem, wechselstromdurchflossenem Kern induzierten Spannung, die Beobachtung der Änderungen des Wechselstromwiderstandes einer mit einem weichmagnetischen Kern versehenen Spule, die Beobachtung der Ablenkung von Elektronen an Elektronenstrahlen oder an freien Elektronen in Metallen im zu messenden Magnetfeld und die Beobachtung der Larmorpräzessionsfrequenz an Elementarteilchen. Die große Manigfaltigkeit der behandelten modernen Methoden und Geräte, die in der Darstellung bis zu den in Raketen und Satelliten angewendeten Meßverfahren geht, macht diesen Abschnit außerordentlich wertvoll und für jeden Geomagnetiker ungemein interessant. Die Beifügung von zahlreichen Abbildungen von Geräten und die Wiedergabe von Schaltschemen und Registrierkurven sind der Verständlichkeit sehr förderlich. Besondere Beachtung verdienen auch die Ausführungen über die Möglichkeiten und Methoden der maschinellen Auswertung der Registrierungen.

Im dritten Abschnitt werden auf 82 Seiten die Aufgaben und Arbeiten eines geomagnetischen Observatoriums beschrieben, wobei die Einteilung der Observatorien, die für die Ortswahl der Observatorien zu beachtenden Gesichtspunkte, die zu verwendenden Baumaterialien, die Anordnung der Geräte zur Registrierung der Variationen, die Justierung der Variometer und der Absolutinstrumente, die für die Erlangung zuverlässiger magnetischer Registrierungen notwendigen Arbeiten und ihre Auswertung, die Durchführung und Reduktion der Absolutmessungen sowie anzuwendende Kontrollen und schließlich auch die Justierung transportabler Registrierstationen eingehend geschildert werden.

In Ergänzung zur Darstellung der an einzelnen Observatorien oder Orten gebrauchten geomagnetischen Meßverfahren werden im vierten Abschnitt die Aufgaben und die Durchführung von geomagnetischen Vermessungen der Landgebiete im großen und im engeren Raum, die dafür notwendige Auswahl von Meßpunkten und die dazu geeigneten Instrumente, sowie die Reduktion der Messungen behandelt. Ferner werden auch die für magnetische Vermessungen der Meeresgebiete anzuwendenden Methoden und Instrumente, der Einfluß des Schiffsmagnetismus und die Auswertung der Messungen und schließlich auch die Durchführung aeromagnetischer Vermessungen und die dabei zu berücksichtigenden Fehler besprochen.

Im Anhang werden Verfahren zur Untersuchung der magnetischen Eigenschaften und der Struktur von Werkstoffen und Gesteinen und Verfahren zur Ortung metallischer Störobjekte angegeben.

Das Buch unterrichtet mit großer Gründlichkeit über alle Probleme der geomagnetischen Instrumente und Meßmethoden und stellt unzweifelhaft das modernste und ausführlichste Standardwerk auf diesem Wissensgebiet dar.

F. Steinhauser, Wien.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien I, Mölkerbastei 5.
Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. F. Steinhauser, Wien XIX, Hohe Warte 38.
Druck: Adolf Holzhausens Nfg., Wien VII, Kandlg. 19-21

Das

„Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie“

erscheint in zwangloser Folge in zwei parallelen Serien:

Serie A Meteorologie und Geophysik: Allgemeine, theoretische und synoptische Meteorologie, Geophysik der Atmosphäre, des Meeres und des festen Erdbodens.

Serie B Allgemeine und biologische Klimatologie: Allgemeine und medizinische Klimatologie, Agrar- und Mikroklimatologie, Meteorobiologie, Strahlungsforschung.

Die beiden Serien können unabhängig voneinander bezogen werden. Die Hefte werden einzeln berechnet und zu Bänden von 400 bis 500 Seiten vereinigt.

Das Archiv veröffentlicht wissenschaftlich einwandfreie Arbeiten von allgemein fachlichem Interesse. Es werden deshalb nur Originalarbeiten aufgenommen, die neue Erkenntnisse bringen, und zwar Aufsätze größeren Umfanges wie auch kleine Mitteilungen. Gelegentlich wird auch durch Sammelreferate über die neuesten Ergebnisse einzelner Spezialgebiete ein Überblick über den jeweiligen Stand eines bestimmten Problems gegeben, wobei besonders durch Hervorheben der noch ungelösten Fragen der weiteren Forschung Anreiz geboten werden soll. Schließlich weisen kritische Buchbesprechungen auf bedeutende Neuerscheinungen aus unserem Wissensgebiet hin.

Die Verfasser werden gebeten, den Text möglichst knapp zu fassen und historische Einleitungen tunlichst zu vermeiden. In den beigegebenen Tabellen ist die Wiedergabe unverarbeiteten, umfangreichen Beobachtungsmaterials zu vermeiden; auch sollen die Resultate im allgemeinen nicht durch Tabellen und Kurven gleichzeitig wiedergegeben werden. Die Tabellen sollen eine Überschrift tragen.

Die Arbeiten können in deutscher, englischer oder französischer Sprache erscheinen. Es soll ihnen eine Zusammenfassung in mindestens zwei Sprachen vorangestellt werden. Eine Zusammenfassung ist auf jeden Fall vom Verfasser mitzuliefern, ihre Übersetzungen werden nötigenfalls vom Verlag besorgt. Die Literaturhinweise erfolgen durch im laufenden Text in Klammern eingefügte Nummern, die genaue Zitate bezeichnen, die in einem Literaturverzeichnis am Ende der Arbeit zusammenzustellen sind.

Die Manuskripte sind möglichst in Maschinenschrift auf einseitig beschriebenen, fortlaufend paginierten Blättern abzufassen. Abbildungsvorlagen sind in so sauberer Wiedergabe einzusenden, daß sie entweder unverändert verwendet oder durch Zeichner des Verlages einwandfrei neu gezeichnet werden können. Die Beschriftung, die innerhalb der Zeichnung angebracht wird, ist nur mit weichem Bleistift einzutragen.

Grundsätzlich werden nur Arbeiten aufgenommen, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind; der Autor verpflichtet sich, diese auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen. Mit der Annahme und Veröffentlichung des Manuskriptes geht das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder auf den Verlag über. Es ist ferner ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme u. ä. von Heften der Zeitschrift, einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen. Die Autoren erhalten 75 Separata ihrer Arbeit kostenlos und können weitere Separata zu einem angemessenen Preis beziehen. Die Bestellung muß mit dem dem Fahnenabzug beigelegten Bestellzettel bei der Rücksendung der korrigierten Fahnen erfolgen.

Die Autoren erhalten eine erste Fahnenkorrektur, die sie nach erfolgter Durchsicht an den Verlag zu senden haben; eine Umbruchkorrektur wird den Autoren nicht zugestellt. Autorkorrekturen, d. h. nachträgliche Textänderungen, werden, soweit sie 10% der Satzkosten überschreiten, den Verfassern in Rechnung gestellt.

Manuskripte und Anfragen sind an einen der beiden unterzeichneten Herausgeber

Dozent Dr. W. Mörikofer
Physikalisch-Meteorologisches Observatorium
Davos-Platz, Schweiz

Prof. Dr. F. Steinhauser
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Wien XIX, Hohe Warte 38, Österreich

zu richten; alle geschäftlichen Mitteilungen an:

Springer-Verlag, Wien I, Mölkerbastei 5
Telephon 63 96 14 Serie. Telegrammadresse: Springerbuch Wien

Der Verlag

SPRINGER-VERLAG IN WIEN

Der praktische Einsatz elektronischer Rechenautomaten

Einführung in die Programmierung und den betriebswirtschaftlichen Einsatz elektronischer Rechenautomaten

Von

Ernst P. Billeter

Leiter des Institutes für Automation und Professor für Statistik und Automation an der Universität Freiburg (Schweiz)

Mit 2 Textabbildungen und 40 Diagrammen. VI, 151 Seiten. Gr.-8°. 1961
Steif geheftet S 132.—, DM 22.—, sfr. 22.50, $ 5.25

Das hier angezeigte Buch soll den Leser in die Probleme und Methoden der Programmierung elektronischer Rechenautomaten oder elektronischer Datenverarbeitungssysteme einführen. Es beschränkt sich allerdings nicht auf das Gebiet der Programmierung, sondern es umfaßt auch die Fragen der Problemanalyse in der Unternehmung und vor allem die Prüfung der Programme mit Hilfe statistischer Methoden. Eine besondere Behandlung erfährt die automatische Programmierung, deren Bedeutung für den praktischen Einsatz solcher Geräte je länger je mehr zunimmt. Der Rechenautomat wird überdies nicht nur als Gerät zur Lösung bestimmter Probleme betrachtet, sondern auch aus der Perspektive der Kybernetik und Informationstheorie. Hier werden Zusammenhänge behandelt, die bisher unbeachtet geblieben sind. Als Folge davon wird der Rechenautomat als organischer Bestandteil des Informationsflusses innerhalb einer Unternehmung betrachtet, wodurch zwangsläufig das Gebiet der administrativen Automation oder Büro-Automation betreten wird. Nicht selten sind Mißerfolge beim Einsatz elektronischer Rechenautomaten in Unternehmungen darauf zurückzuführen, daß diese Zusammenhänge zu wenig beachtet worden sind. Dieses Buch möchte es dem Unternehmer ersparen, solche unliebsamen Erfahrungen machen zu müssen.

Inhaltsverzeichnis: Einleitung. — **Das Rechengerät.** Allgemeine Theorie des Informationsflusses; Der Rechenautomat im Lichte der Kybernetik. Analogie- und Digitalgeräte. Das Digitalgerät. (Allgemeines Prinzipschema: Die Eingabe; Die Verarbeitungseinheit; Die Ausgabe. Arbeitsweise: Quantität und Qualität; Zahlensysteme; Der Rechenvorgang; Abstimmung; Operationsweise.) — **Die Programmierung.** Die Hauptbegriffe. Systematik der Rechenautomaten bezüglich der Programmierung. Grundlagen der Programmierung. (Das Ablaufdiagramm und seine Symbolik. Programmierungstechniken. Die Fehlersuche. Die automatische Programmierung.) Die Ein- und Ausgabe. — **Die Problemverarbeitung.** Der Begriff der Automation. Grundsätze für den Einsatz von Rechenautomaten im Unternehmen. (Die Problem-Findung. Die Problem-Analyse. Die Programmierung. Die Vercodung. Einzel- oder Gemeinschaftsarbeit?) Die Einsatzkontrolle mit Hilfe der statistischen Qualitätsüberwachung. (Das Wesen der statistischen Qualitätsüberwachung.) Der Einsatz elektronischer Rechenautomaten im Unternehmen. — **Die mutmaßliche Entwicklung bezüglich des Baues und des Einsatzes elektronischer Rechenautomaten.** — Literaturverzeichnis.

Zu beziehen durch Ihre Buchhandlung